GÉOPHYSIQUE APPLIQUÉE I

Magnétisme

Michel Chouteau

[École Polytechnique de Montréal]

26 août 2002

Table des matières

1 Théorie **1**

1.1 Force magnétique 1
1.2 Champ magnétique 1
1.3 Moment magnétique 2
1.4 Intensité de la magnétisation 2
1.5 Susceptibilité magnétique 2
1.6 Induction magnétique 4
1.7 Potentiel magnétostatique 4
1.8 Potentiel du dipôle 5

2 Magnétisme de la terre **7**

2.1 Champ magnétique terrestre 7
2.2 Schématisation du champ terrestre 11
2.3 Origine du champ principal 13
2.3.1 1ère théorie : Blackett (1947) 13
2.3.2 2ème théorie : Cagniard (1961) 13
2.3.3 3ème théorie : La terre est uniformément magnétisée 13
2.3.4 Théorie actuelle : La dynamo 14
2.4 Variations internes séculaires 15
2.5 Champ magnetique externe 18
2.6 La variation diurne régulière 19
2.7 Activité magnétique 19
2.8 Magnétisme 23

3 Propriétés magnétiques **24**

3.1 Classes des matériaux en fonction de leur comportement sous le champ H . . 24
3.1.1 Le diamagnétisme 25
3.1.2 Le paramagnétisme 25
3.1.3 Le ferromagnétisme 26
3.1.4 Le ferrimagnétisme 29
3.1.5 L'antiferromagnétisme 30
3.1.6 Aimantation rémanente 30
3.2 Propriétés magnétiques des roches, des minéraux et des matériaux 31

4 Les corrections **35**
4.1 Correction de dérives 35
4.2 Correction d'altitude 35
4.3 Correction de terrain 36
4.4 Réduction à un datum 36
4.5 Correction de latitude 36
4.6 Corrections à apporter au levé 37
4.6.1 Station de base 37
4.6.2 Correction de dérive 38

5 Instruments de mesure : Les magnétomètres **42**
5.1 Balance de Schmidt 42
5.2 Fluxtage (ou sursaturation) 44
5.3 Précession nucléaire 47
5.4 Pompage optique 51

6 Lien entre gravimétrie et magnétisme **53**
6.1 Relation de Poisson entre les anomalies de gravité et de magnétisme 53
6.2 La sphère 54
6.3 Le cylindre horizontal 57

7 La demi-pente de Peters **67**

8 Prospection **71**
8.1 La prospection magnétique 71
8.1.1 Utilisation de la méthode magnétique 71
8.1.2 Signature magnétiques de différentes sturctures 79

9 Références **95**

Chapitre 1

Théorie

1.1 Force magnétique

Loi de coulomb pour un pôle magnétique.

$$\vec{F} = \frac{m_1 m_2}{\mu\, r^2}\vec{r} \tag{1.1}$$

où
F = force en dynes ($\mathrm{cm}\cdot g/\mathrm{s}^2 = 10^{-5}$ N)
m_1, m_2 = masses magnétiques ou pôles (emu)
r = distance entre les deux pôles
$\vec{r}$ = vecteur unitaire selon la droite joignant m_1, m_2
μ = perméabilité du milieu autour des pôles = 1 dans le vide et l'air

La notion de pôle est artificielle parce qu'elle ne peut exister par elle-même : elle a besoin d'une paire.
Si deux pôles de 1 emu sont placés dans le vide à 1 cm l'un de l'autre, la force entre eux sera de 1 dyne.
La force est attractive si les deux pôles sont de signes opposés et répulsive s'ils sont de même signe.
Par convention, un pôle est positif s'il est attiré par le nord magnétique de la terre et négatif s'il est attiré par le pôle sud.

1.2 Champ magnétique

Une masse magnétique m_1 apportée au point M de l'espace est soumise à l'attraction émanant d'une autre masse magnétique m située à une distance r du point M. L'intensité du champ magnétique H est définie comme la force exercée sur un pôle unitaire :

$$\vec{H} = \frac{\vec{F}}{m_1} = \frac{m}{\mu\, r^2}\vec{r} \tag{1.2}$$

On suppose que m_1 n'est pas assez grand pour affecter le champ H au point de mesure, c'est à dire $m_1 \ll m$.
En unités CGS, l'unité du champ est l'oersted.
En géophysique, on mesure des variations de l'ordre de 10^{-4} fois l'amplitude du champ magnétique terrestre, qui est environ 0.5 Oe.

1.3 Moment magnétique

Il n'y a pas de masse magnétique libre. Seul le dipôle, association de deux pôles $-m$ et $+m$ séparés d'une distance l, a une signification physique.
Le moment magnétique $\vec{M}$ du dipôle est un vecteur dirigé suivant la droite joignant $-m$ à $+m$, orienté de $-m$ à $+m$ et d'intensité :

$$\vec{M} = ml\vec{r} \tag{1.3}$$

1.4 Intensité de la magnétisation

Un corps magnétique placé dans un champ magnétique externe sera magnétisé par induction. L'intensité de la magnétisation est proportionnelle à la force du champ et sa direction est dans celle du champ. Elle est définie comme le moment magnétique par unité de volume :

$$\vec{I} = \frac{\vec{M}}{\upsilon} \tag{1.4}$$

$\vec{I}$ porte souvent le nom de polarisation magnétique parce que l'induction tend à aligner les dipôles du corps magnétique.

1.5 Susceptibilité magnétique

Le degré de magnétisation d'un corps sera déterminé par sa susectibilité magnétique k.

$$k = \frac{\vec{I}}{\vec{H}} \qquad \vec{I} = k\vec{H} \tag{1.5}$$

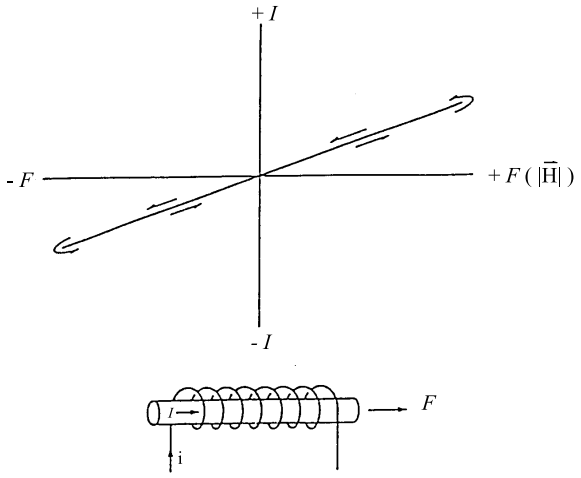


Figure 1.1: Induced magnetic moment per unit volume I in a bar that varies in direct proportion to the intensity of magnetizing field F produced by electric current in the coil. The slope of straight line is the magnetic susceptibility k of the bar.

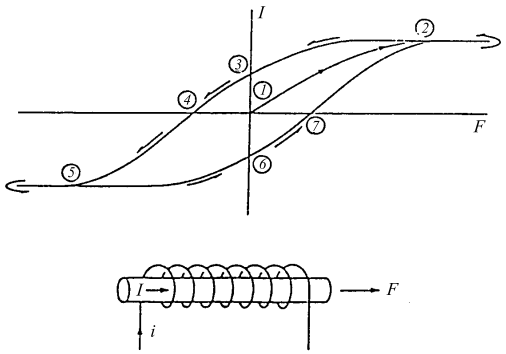


Figure 1.2: Hysteresis curve showing how the magnetic moment per unit volume I in a ferromagnetic substance varies with the magntetizing field F produced by electric current in the coil. The sequence of numbers indicates the magnetization cycle.

En prospection magnétique, la susceptibilité magnétique est un paramètre fondamental, puisque la réponse magnétique des roches est fonction du contenu en matériel magnétique, qui lui aura une susceptibilité beaucoup plus grande que celle de la roche elle-même.

1.6 Induction magnétique

Un corps magnétique placé dans un champ magnétique externe $\vec{H}$, aura ses pôles magnétiques plus ou moins alignés sous l'effet de $\vec{H}$, produisant un champ $\vec{H\prime}$ relié à l'intensité de la magnétisation $\vec{I}$. L'induction magnétique sera alors le champ total à l'intérieur du corps :

$$\begin{aligned} \vec{B} &= \vec{H} + \vec{H\prime} \qquad (1.6) \\ \text{En unités CGS} \quad &= \vec{H} + 4\pi\vec{I} \\ &= (1 + 4\pi k)\,\vec{H} \qquad (1.7) \end{aligned}$$

Par définition, le rapport de l'induction sur le champ magnétique principal est la permeabilité μ.

$$\begin{aligned} \vec{B} &= (1 + 4\pi k)\,\vec{H} \\ &= \mu\vec{H} \qquad (1.8) \end{aligned}$$

Dans le système CGS,

$$\begin{aligned} \vec{B} &: \text{gauss} \\ \vec{H} &: \text{Oersted} \end{aligned}$$

On a donc que la perméabilité magnétique $\mu = (1 + 4\pi k)$. En général on peut écrire $\mu = \mu_o(1 + 4\pi k)$ avec $\mu_o = 1$ pour le vide (unité CGS).
En unités SI, $\vec{B} = \mu_o\vec{H}$ dans le vide (ou dans l'air) si le matétiel est polarisable.

$$\begin{aligned} \vec{B} &= \mu_o(\vec{H} + \vec{H\prime}) \quad \text{où} \vec{H\prime} = \vec{I} \\ &= \mu_o\vec{H} + \mu_o k\vec{H\prime} \\ &= \mu_o(1 + k)\vec{H} \qquad (1.9) \end{aligned}$$

où
μ = perméabilité du matériau
μ_o = perméabilité du vide (de l'air) = $4\pi \times 10^{-7}$ (SI)
B = en tesla ou Weber/m^2
H = en A/m

1.7 Potentiel magnétostatique

Comme en gravimétrie, le champ magnétique H est un champ conservatif. Il peut donc s'exprimer comme le gradient d'un potentiel scalaire. Le potentiel étant le travail nécessaire pour déplacer un pôle unitaire entre deux points dans le champ magnétique.

$$H(\vec{r}) = -\nabla A(\vec{r}) \qquad (1.10)$$

où ∇ est donné par

$$\nabla = \frac{\partial}{\partial x}\vec{i} + \frac{\partial}{\partial y}\vec{j} + \frac{\partial}{\partial z}\vec{k}$$

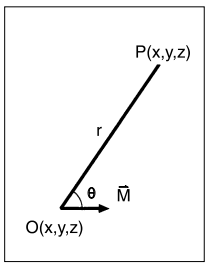
et, A, le potentiel,

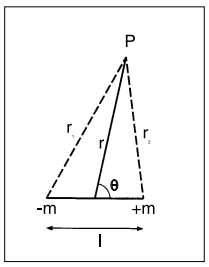
$$A(\vec{r}) = -\int_{\infty}^{r} H(\vec{r})\, dr = \frac{m}{\mu\, r} \tag{1.11}$$

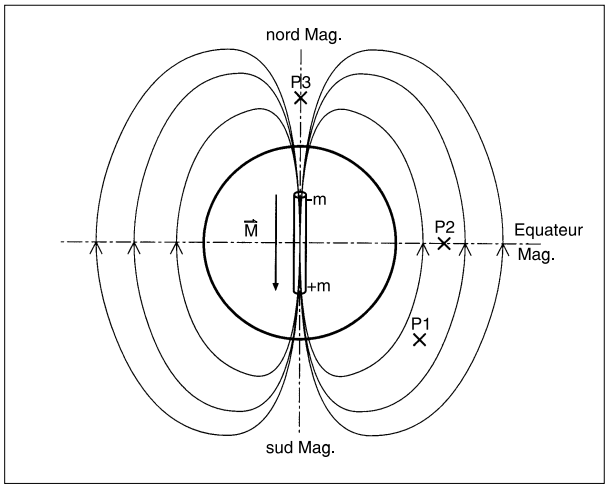
Puisqu'un dipôle magnétique seul est une notion fictive, le potentiel magnétique scalaire est une notion plutôt nébuleuse. Une entité plus palpable est le dipôle magnétique.

1.8 Potentiel du dipôle

Soit un dipôle placé en un point O de l'espace. On peut calculer son potentiel A en un point P situé à une distance r de O.







$$\begin{aligned} A &= -\frac{m}{r_1} + \frac{m}{r_2} \\ &= \frac{(r_1 - r_2)}{r_1 r_2} \text{ avec } \mu = 1 \end{aligned} \tag{1.12}$$

À la limite, si $r \gg l$, alors $r_1 - r_2 = l\cos\theta$ et $r_1 \simeq r_2 \simeq r$

$$\begin{aligned} A &= \frac{lm\cos\theta}{r^2} \\ &= \frac{M\cos\theta}{r^2} \end{aligned} \tag{1.13}$$

Le champ $\vec{H}$ est obtenu en prenant $\vec{H} = -\nabla A$. On obtient deux composantes H_r radiale et H_θ tangentielle où :

$$H_r = \frac{2M}{r^3}\cos\theta \tag{1.14}$$

$$H_\theta = \frac{M}{r^3}\sin\theta \tag{1.15}$$

Le champ du dipôle est inversement proportionnel au cube de la distance.
Quand $\theta = 0$ ou π, appelées les premières positions de Gauss.

$$H_r = \frac{2M}{r^3} \quad H_\theta = 0 \tag{1.16}$$

Quand $\theta = \pi/2$ ou $3\pi/2$, appelées les deuxièmes positions de Gauss.

$$H_r = 0 \quad H_\theta = \frac{M}{r^3} \tag{1.17}$$

Puisque

$$\vec{r} = \vec{O}P \tag{1.18}$$

$$A = \frac{\vec{M}\cdot\vec{r}}{r^3} \tag{1.19}$$

où

$$r^2 = (x - x_o)^2 + (y - y_o)^2 + (z - z_o)^2 \tag{1.20}$$

Alors

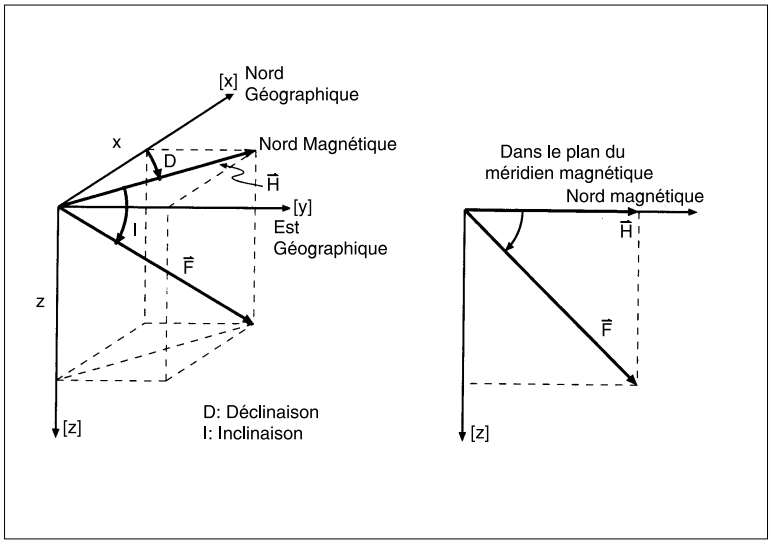
$$\begin{aligned} A &= \frac{M_x\,(x - x_o)}{r^3} + \frac{M_y\,(y - y_o)}{r^3} + \frac{M_z\,(z - z_o)}{r^3} \\ &= -\left[M_x\frac{\partial\,1/r}{\partial x} + M_y\frac{\partial\,1/r}{\partial y} + M_z\frac{\partial\,1/r}{\partial z}\right] \\ &= -\vec{M}\cdot\nabla(1/r) \end{aligned} \tag{1.21}$$

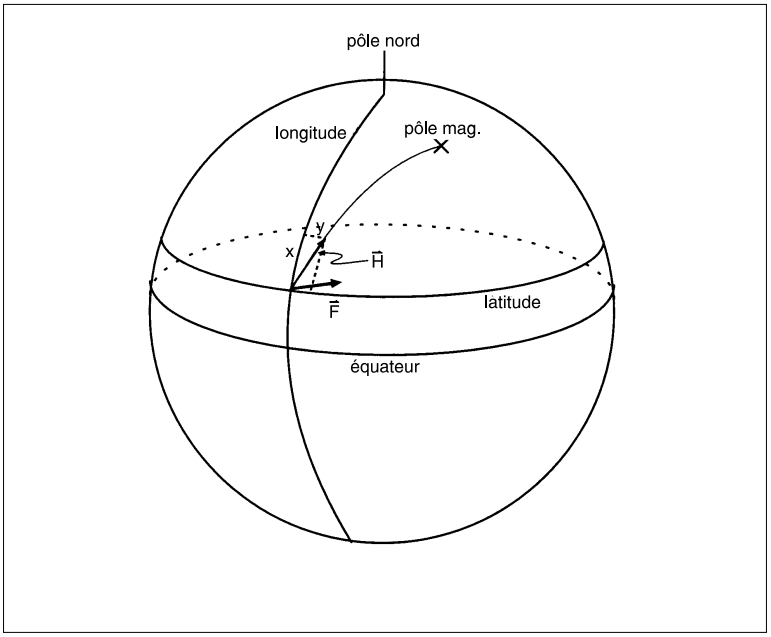
Chapitre 2

Magnétisme de la terre

2.1 Champ magnétique terrestre

Le champ magnétique peut être défini par 3 composantes en tout point donné :
- nord, sud, verticale (x,y,z)
Très souvent, on donne une valeur exprimée par la grandeur du champ total F et sa déclinaison D ainsi que son inclinaison I ; où D est l'angle entre la conmposante horizontale du champ et le nord géographique et I, l'angle entre F et l'horizontale





$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \tag{2.1}$$

$$H = F\cos I \tag{2.2}$$
$$Z = F\sin I \tag{2.3}$$
$$\tan I = Z/H \tag{2.4}$$
$$X = H\cos D \tag{2.5}$$
$$Y = H\sin D \tag{2.6}$$
$$\tan D = Y/X \tag{2.7}$$

Le champ magnétique de la terre peut être approximé par un champ dipolaire. Il est trop complexe pour être exprimé par une fonction mathématique simple, mais il peut être considéré, sur quelques centaines de km, comme uniforme et le bruit de fond géologique est facilement observable.
$\vec{F}$ a un intensité de 0.6 Oe aux pôles magnétiques ($I = \pm 90^\circ$) et minimale de 0.3 Oe à l'équateur magnétique ($I = 0^\circ$)
A l'heure actuelle, l'unité utilisée en prospection magnétique est le nanotesla (nT), qui par un jeu de transformation est exactement égal à l'ancienne unité, le γ.

$$1\text{nT} = 10^{-9}\text{T} = 1\gamma$$

Notes :
– En CGS, puisque $\mu = 1$ dans l'air (ou le vide), $\vec{B} = \vec{H}$ et 1 Oersted est équivalent à 1 gauss. Comme le gauss est une unité d'induction très grande on a eu recours au gamma (γ) dans le passé pour exprimer dans les champs $1\ \gamma = 10^{-5}$ gauss.
– Au Canada, $\vec{F}$ est toujours plus grand que 50 000 nT.

- Les anomalies causées par des sources ferromagnétiques peuvent avoir des intensités aussi importantes que $\vec{F}$ local. La plupart ont des intensités de l'ordre de 0.001 $\vec{F}$ à 0.1 $\vec{F}$.
- L'aiguille d'une boussole s'oriente suivant un méridient magnétique. L'angle entre le méridient magnétique et le nord géographique s'appelle la déclinaison magnétique, D.
- D est positive (+) si la déviation est vers l'est et négative (-) vers l'ouest.
- Dans un plan vertical ayant la direction du nord magnétique, on définit l'inclinaison du champ qui est entre le champ total et sa composante horizontale.
- Pour l'hémisphère magnétique nord, le champ pointe vers le bas et I est positive (+) ; dans l'hémisphère magnétique sud, l'inverse se produit et I est négative (-)

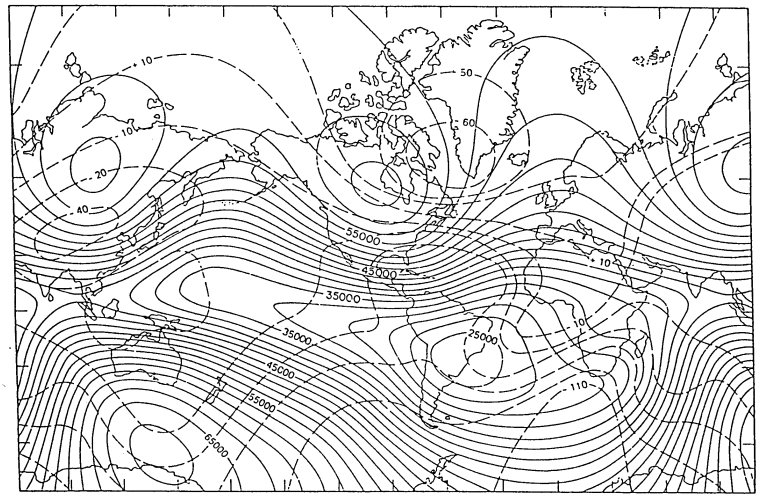


Figure 2.1: Main magnetic field intensity (solid contours) and annual secular change (dashed countours) on the surface of the earth expressed in gammas. (Modified from "Total Intensity of the Earth's Magnetic Field", Epoch 1975.0, chart published by Defense Mapping Agency Hydrographic Center, Washington, D.C.)

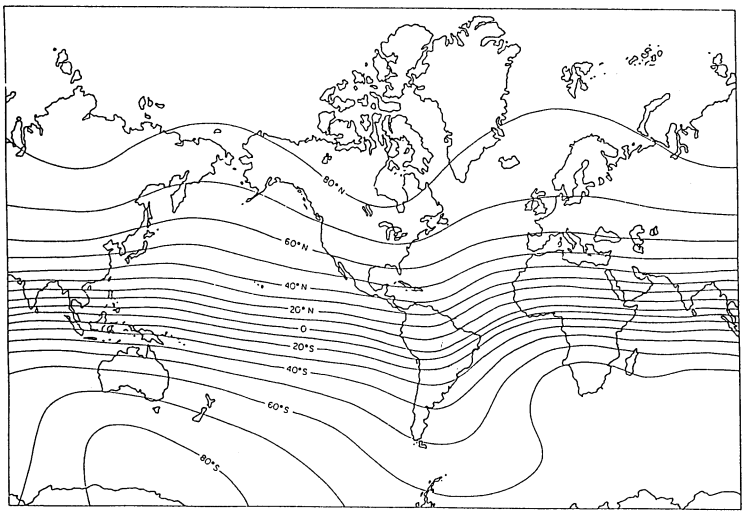


Figure 2.2: Main magnetic field inclination (solid contours) on the surface of the earth expressed in degree units. (Modified from "Magnetic Inclination or Dip", Epoch 1975.0, chart published by Defense Mapping Agency Hydrographic Center, Washington, D.C.)

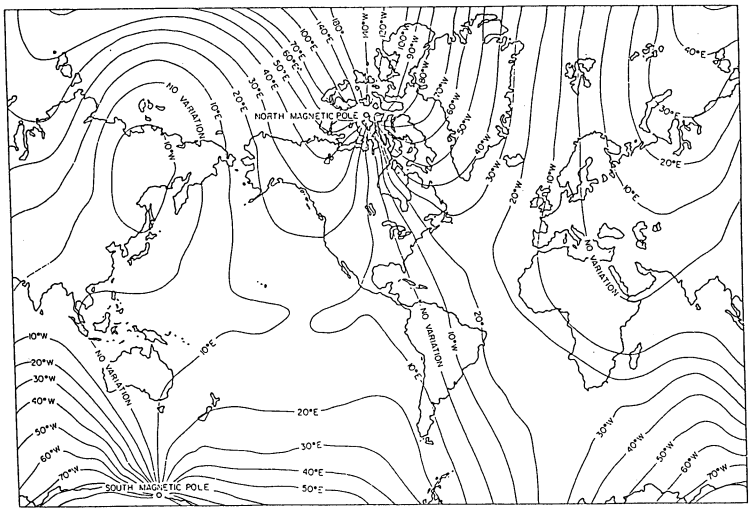
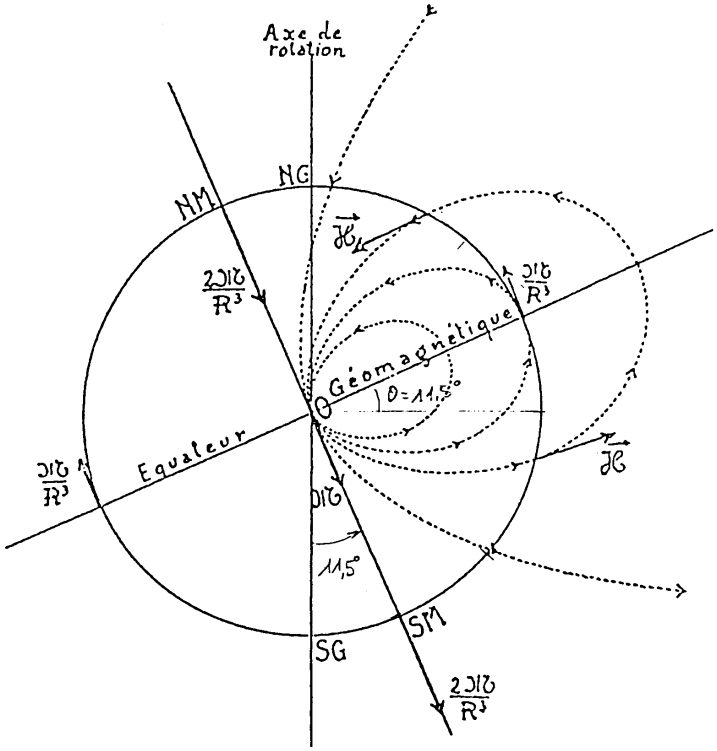


Figure 2.3: Main magnetic field declination (solid contours) on the surface of the earth expressed in degree units. (Modified from "Magnetic Declination", Epoch 1975.0, chart published by Defense Mapping Agency Hydrographic Center, Washington, D.C.)

2.2 Schématisation du champ terrestre

En première approximation, le champ terrestre est celui d'un dipôle placé suivant une droite faisant avec l'axe de rotation un angle de 11.5 ° et orienté vers l'hémisphère sud. Cette structure schématique du champ magnétique terrestre est appelé champ de Gauss.



Le champ moyen vrai diffère du champ de Gauss qui n'a d'autre intérêt que de fournir un modèle facile à retenir.
Le champ réel est irrégulier et les pôles magnétiques vrais ne coïncident pas avec les pôles géomagnétiques et ne sont pas diamétralement opposés.

Pôles géomagnétiques		
Nord	78.5 ° N	111 ° W
Sud	78.5 ° S	111 ° E

Pôles magnétiques		
Nord	75 ° N	101 ° W
Sud	67 ° S	143 ° E

L'intensité du champ aux pôles nord et sud magnétique est de 0.6 et 0.7 Oe respectivement et sa valeur minimum, 0.25 Oe, se trouve au nord du Chili.
La ligne où l'inclinaison $I = 0$ n'est jamais à plus de 15 ° de l'équateur.
La mise en plan des endroits d'égales inclinaison, déclinaison ou d'intensité magnétique donne des cartes isomagnétiques. Elles montrent les variations du champ géomagnétique à la surface de la terre.

Notons que le champ magnétique reflète peu la variation de géologie en surface ou de géographie telle que les montagnes, les crêtes sous-marines ou les ceintures de tremblements de terre. La source des champs est probablement plus profonde.

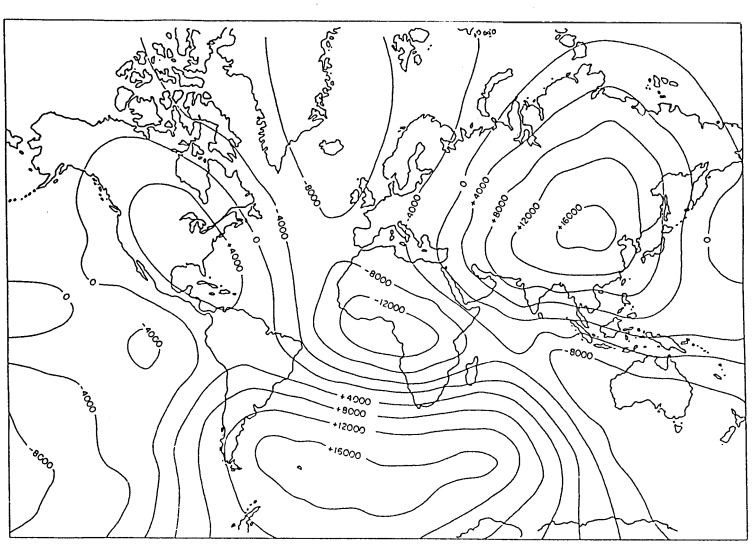


Figure 2.4: Nondipole part of the main magnetic field intensity contoured at 4000-gamma intervals. (Modified from E.C. Bullard, C. Freedman, H. Gellman, and J. Nixon, "Philosophical Transactions of the Royal Society", Series A, v. 243, pp. 67-92, 1950.)

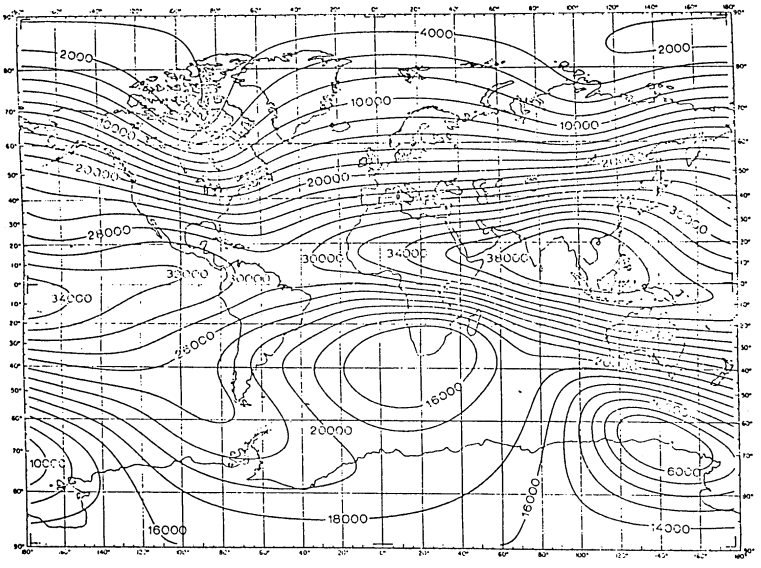


Figure 2.5: Isomagnétiques de H. Intensité horizontale en gammas. Epoque 1965.0. Modèle Pogo de Cain (3/68).

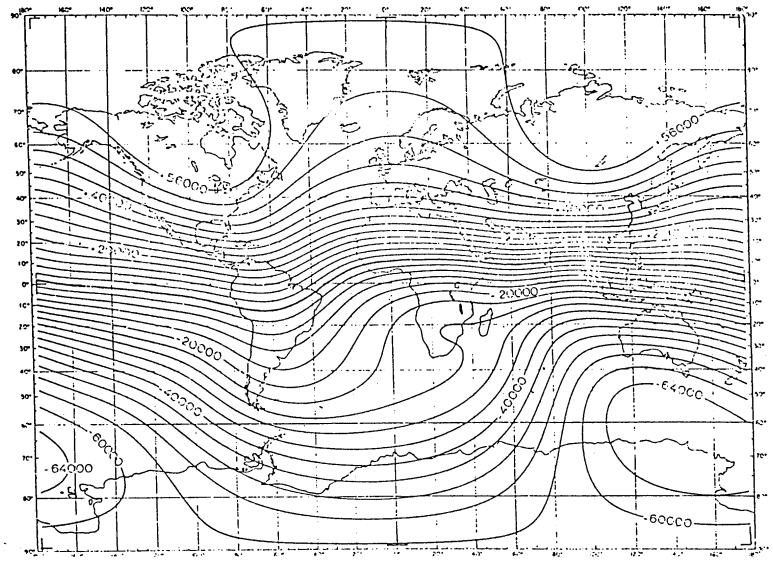


Figure 2.6: Isomagnétiques de Z. Intensité verticale en gammas. Epoque 1965.0. Modèle Pogo de Cain (3/68).

2.3 Origine du champ principal

Le champ magnétique principal peut théoriquement être causé par une source interne ou externe dont le magnétisme peut être rémanent ou engendré par un flux de courant.
Des analyses mathématiques du champ observé à la surface du globe démontrent qu'au moins 99% est causé par des sources internes et 1% par des sources extérieures à la terre.
Plusieurs hypothèses ont été avancées pour expliquer les mécanismes des sources internes.

2.3.1 1ère théorie : Blackett (1947)

Il avait évalué le rapport des moments cinétiques et magnétiques des 3 astres (terre, soleil et étoile) et avait constaté que les rapports étaient voisins. Il avait conclu qu'il s'agissait d'une propriété fondamentale des corps en rotation.
Théorie périmée : Il est parti d'une fausse valeur pour le champ H du soleil

2.3.2 2ème théorie : Cagniard (1961)

Des charges électriques fantastiques internes sont entrainées dans la rotation terrestre et créent l'équivalent d'un dipôle.
Abandonné parce que la magnétisation engendrée par le mouvement des corps est trop faible et le gradient du potentiel devrait être immense.

2.3.3 3ème théorie : La terre est uniformément magnétisée

Périmée parce que :

1. Demande un I (intensité de magnétisation) beaucoup trop grand par rapport aux roches en surfaces.
2. Les hautes températures qui existent à l'intérieur de la terre (environ 2000 $^\circ$) dépassent largement la température de Curie de la plupart des matériaux (Fer 750 $^\circ$, Ni 360 $^\circ$, magnétite 575 $^\circ$). Les matériaux ferromagnétiques se transforment alors en paramagnétiques dont l'intensité d'aimantation est très faible et ne peut fournir d'aimants permanents.

2.3.4 Théorie actuelle : La dynamo

Suggère que le champ magnétique terrestre est créé et entretenu par un processus d'induction. Des courants électriques intenses ciculeraient dans le noyau extérieur possédant une conductibilité électrique très forte (noyau extérieur : la partie liquide du noyau située entre $r = 1300$ et 3500 km).
On assume aujourd'hui que le noyau est une combinaison de fer (Fe) et de nickel (Ni), tous deux de bon conducteurs électriques. Même si le noyau était formé d'éléments moins conducteurs, l'énorme pression retrouvée pourrait presser les électrons de façon à former des gazs à électrons libres de conductivité satisfaisante.
La source magnétique est illutrée par le modèle auto-excité. C'est à dire, un fluide de grande conductivité bouge dans un mouvement complexe et des courants électriques sont causés par des variations chimiques produisant un champ magnétique.

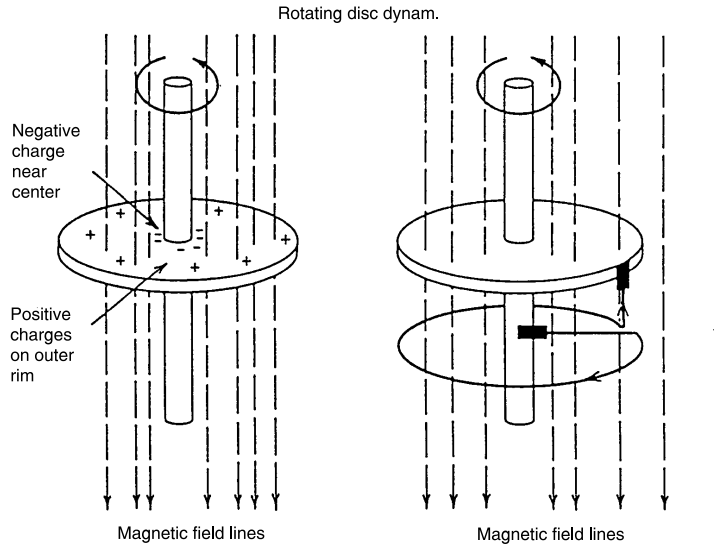


Figure 2.7: Disk dynamo system showing(a) a charge difference caused by rotation in a magnetic field, and (b) generation of a self-sustaining magnetic field by dissipation of the charge as an electric current in the coil surrounding the rotating disk. (From T.Rikitake, "Electromagnetism and the Earth's Interior", Elsevier North-Holland, 1966.)

2.4 Variations internes séculaires

De longues séries d'observations démontrent que le champ magnétique terrestre est loin d'être constant. Des données obtenues aux observatoires de Londres et de Paris depuis 1540 montrent que l'inclinaison a varié de 10° (de 75 à 65°) et la déclinaison de 35° (10° E à 25° W puis retour à 10° W) depuis cette période.
Même si ces données ont l'air cycliques, des renseignements ailleurs dans le monde n'engendre pas les mêmes conclusions. Les variations séculaires ont donc un caractère régional.
Leurs sources sont mal expliquées, mais on pense qu'elles sont reliées aux changements de courants de convection dans le noyau, au couplage à la limite noyau-manteau et à la vitesse de rotation de la terre.

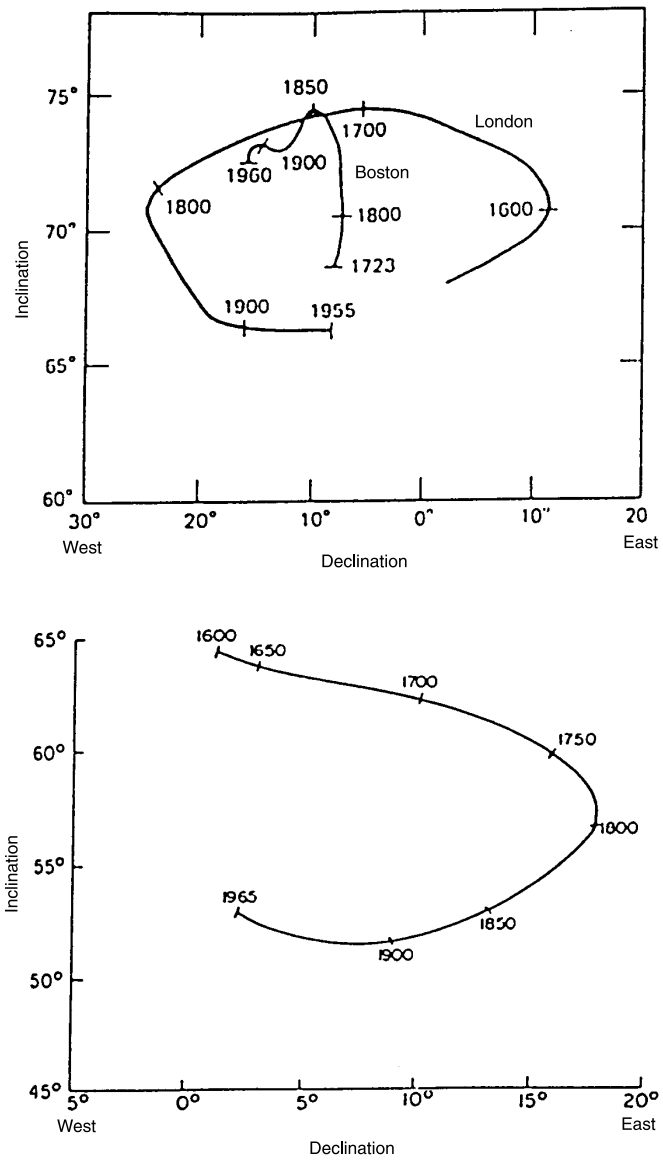


Figure 2.8: Secular change in magnetic inclinationand declination at locations (a) near London and Boston and (b) in Sicily (Modified from Nelson et al., "Magnetism of the Earth", Publication 40-1,U.S. Department of commerce, Coast and Geodetic Survey, 1962, and D.W. Strangway, "History of the Earth's Magnetic Field", New York, McGraw-Hill, 1970.)

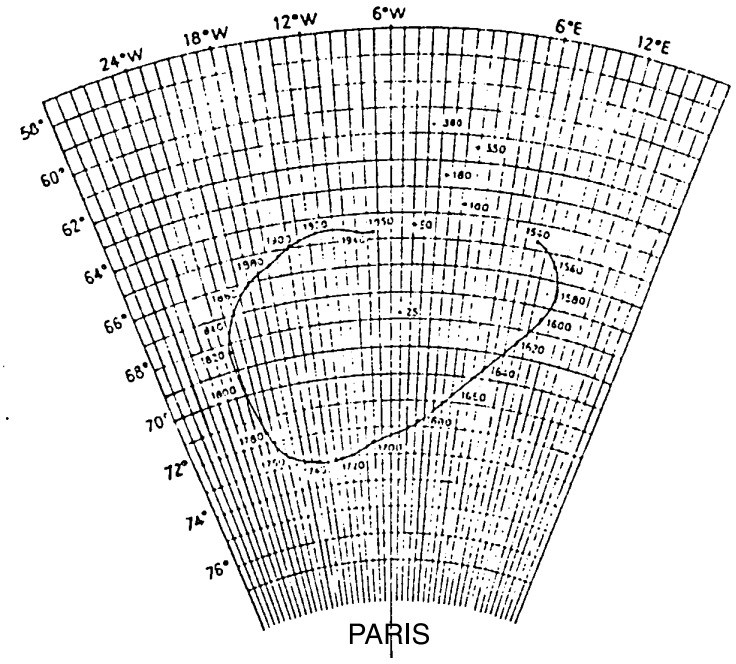


Figure 2.9: Variations of the magnetic declination and inclination at Paris during Gallo-Romain times, and from the sixteenth century to the present time. After Thellier.

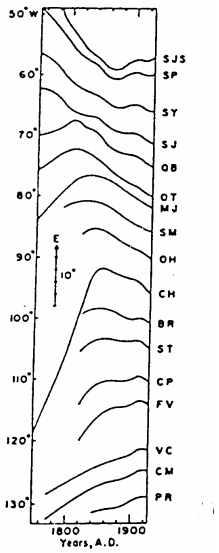


Figure 2.10: Declination change in Canada from 1750 to 1930, plotted as a function of longitude [from Yukutake, "J.Geomag.Geoelec.", 17 :103-116 (1967)].

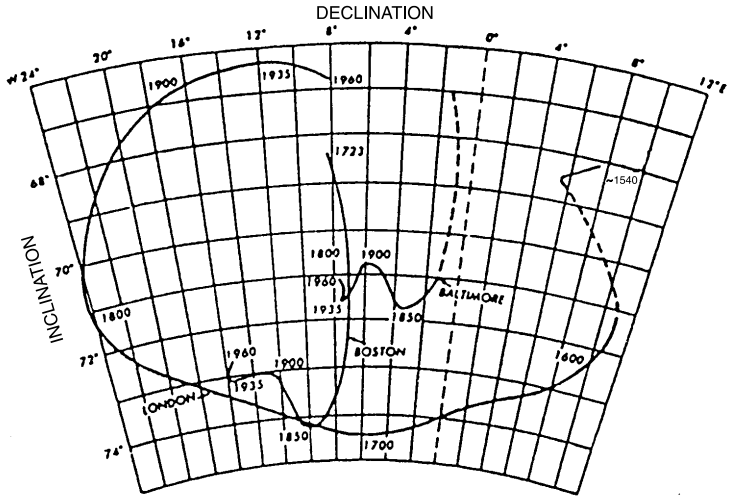


Figure 2.11: Secular change of magnetic declination at London, Boston and Baltimore (after J.H. Nelson, L. Hurwitz and D.G. Knapp).

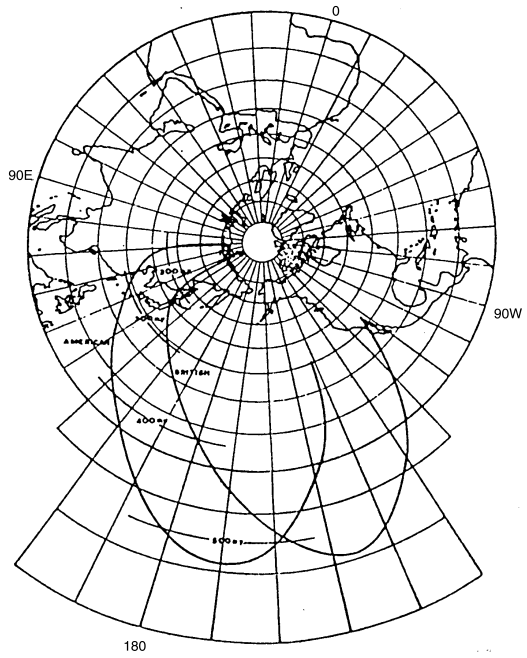


Figure 2.12: Polar wandering path on North American and British rocks

2.5 Champ magnetique externe

La majeure partie du 1% du champ magnétique provenant de l'extérieur de la terre apparaît être associée aux courants électriques dans les couches ionisées de la haute atmosphère. Les

variations dans le temps sont beaucoup plus rapide que celle du champ “permanent”.

2.6 La variation diurne régulière

Les couches de la haute atmosphère (40 km et +) sont fortement ionisées donc électriquement conductrices. Le maximum d'ionisation se situe vers 300 km d'altitude.
Le phénomène d'ionisation est dû essentiellement au rayonnement lumineux. L'ionisation augmente donc le jour et diminue la nuit. La variation diurne suit le rythme solaire. De plus l'amplitude de la variation est influencée par l'activité du soleil qui passe par un maximum à tous les 11 ans.
L'ionosphère se déplace par rapport au globe solide.

1. Ciculation générale atmosphérique qui tend à rétablir l'équilibre thermique entre l'hémisphère insolé et celui privé de soleil.
2. La marée atmosphérique due aux forces d'attraction luni-solaires.

Le mouvement de l'ionosphère conductrice dans le champ de l'aimant permanent que constitue la terre induit des courants dans l'ionosphère qui produisent un champ magnétique supplémentaire, champ qui constitue la variation diurne.
– suit le rythme solaire (cycle de 24 hrs, 11 ans)
– ordre de 30 nT
– varie avec les latitudes et saisons
  + faible en hiver
  + fort en été
– suit les marés luni-solaires (périodes de 25 heures, amplitude de 2 nT)

2.7 Activité magnétique

Les tempêtes magnétiques sont des perturbations dont les amplitudes peuvent ateindre 2000 nT.
Elles se retrouvent sous toutes les latitudes et sont plus importantes dans les régions polaires où elles sont associées aux aurores boréales.
Ces perturbations sont dues aux émissions sporadiques et capricieuses de particules électriques issues du soleil. L'arrivée de ces particules dans l'atmosphère provoque à la fois une luminescence donnant lieu aux aurores ainsi une variation intense de l'ionisation qui est à l'origine des perturbations magnétiques.
Ces tempêtes peuvent durer plusieurs jours, troublant les communications radio à grande échelle et empêchant de poursuivre les campagnes de prospections magnétiques.

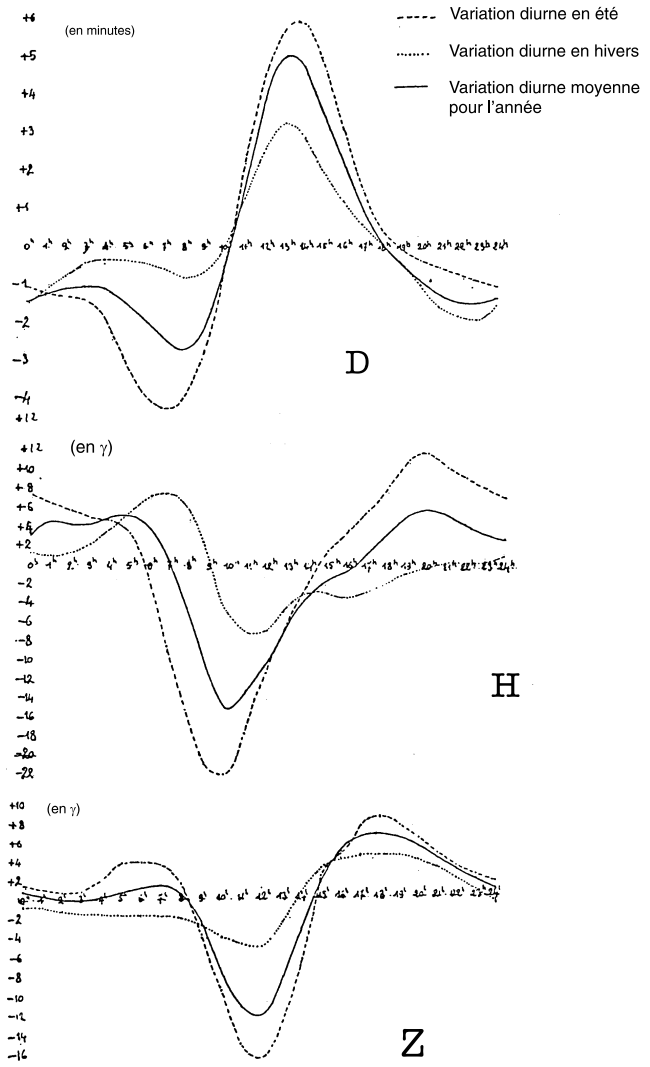


Figure 2.13: Variation diurne de l'activité magnétique

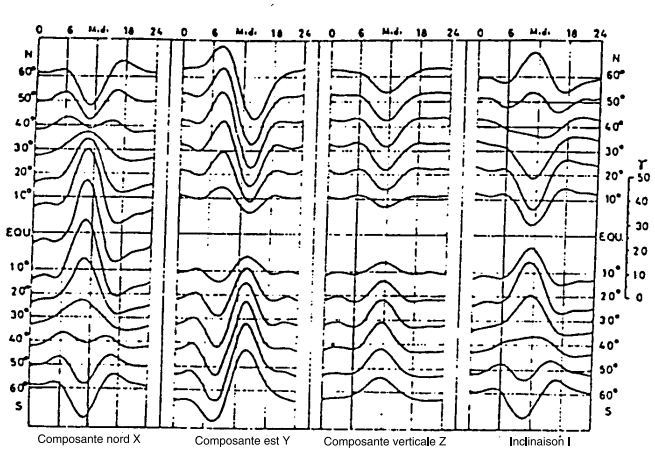


Figure 2.14: Variation diurne de X,Y,Z et I, avec la latitude, à une époque de minimum de taches solaires. Variation très importante de X à l'équateur à cause de "l'électrojet équatorial", système de courant très important. D'après Chapman (1919).

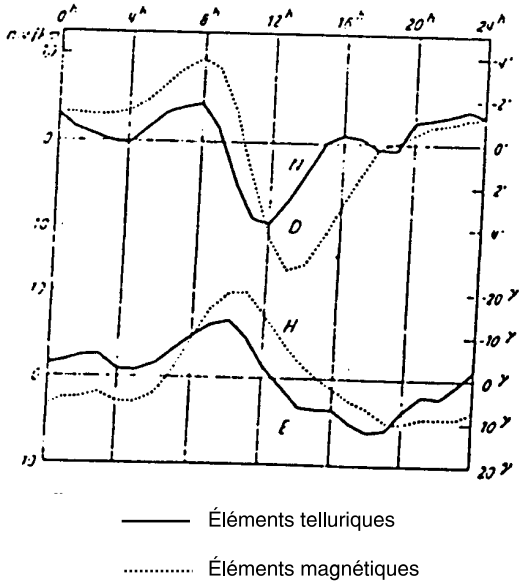


Figure 2.15: Variation diurne des élements tellurgique et magnétiques à Paris. D'après E. Ruigerie

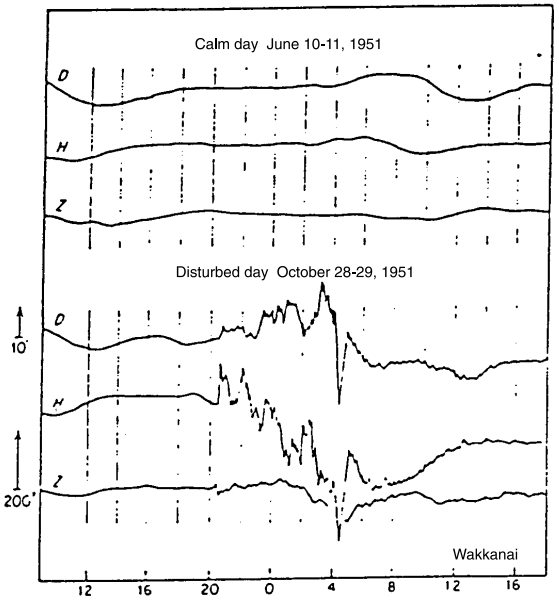


Figure 2.16: Magetograms in Wakkanai, Japan.

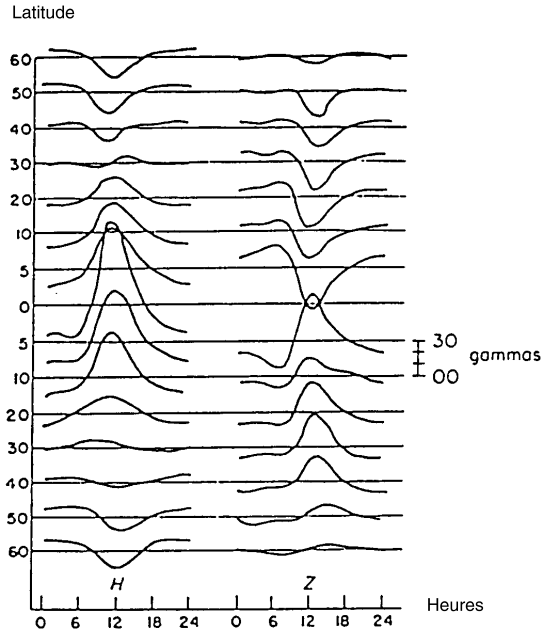


Figure 2.17: Diurnal variation of the H and Z elements of the Earth's magnetic field at different latitudes. (From S.Matsushita and W.H. Campbell (editors), "Physics of Geomatic Phenomena", New York, Academic Press, 1967.)

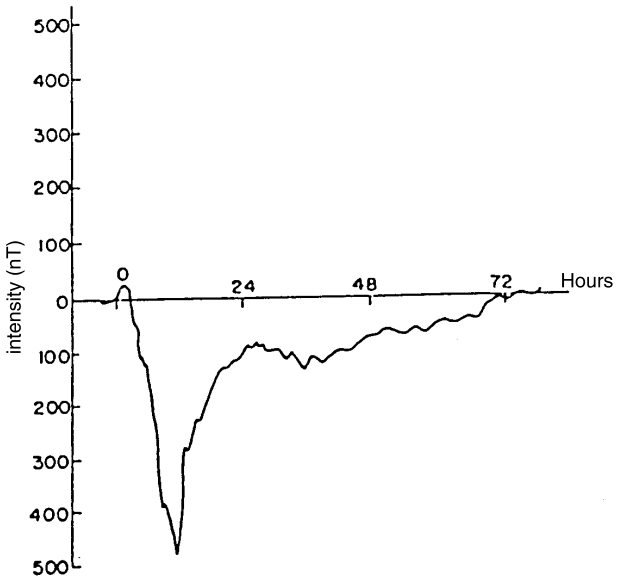


Figure 2.18: Field intensity variation during a typical magnetic storm. (From D.Garland, "Introduction to Geophysics", Philadelphia, W.B. Saunders Co., 1979.)

2.8 Magnétisme

La méthode de prospection est basée sur l'existence de contraste de susceptibilité magnétique dans l'écorce terrestre.
Tout corps placé dans un champ magnétique externe, tel celui de la terre, acquiert une magnétisation induite proportionnelle au champ inducteur et dans la même direction.
Le champ total est alors en unité CGS :

$$\begin{aligned} \vec{B} &= \vec{H} + \vec{H\prime} \\ &= \vec{H} + 4\pi\vec{I} \\ &= (1 + 4\pi k)\,\vec{H} \end{aligned} \tag{2.8}$$

où
$\vec{B}$ = induction magnétique
$\vec{I}$ = intensité de la magnétisation
k = susceptibilité magnétique du corps
Le champ total mesuré est donc donné par la somme du champ terrestre, de la magnétisation induite et de la magnétisation rémanente.

$$\vec{H}_T = \vec{H} + 4\pi k\vec{H} + \vec{M}_R \tag{2.9}$$

Lorsqu'on fait une interprétation quantitative de données magnétiques, il est donc nécessaire de tenir compte de la M_r sinon de graves erreurs d'interprétation peuvent en résulter.

Chapitre 3

Propriétés magnétiques

3.1 Classes des matériaux en fonction de leur comportement sous le champ H

Tous les matériaux peuvent être classés à l'intérieur de 3 groupes définissant leurs propriétés magnétiques :
– diamagnétisme
– paramagnétisme
– ferro et ferrimagnétisme
Si $k < 0$, on parle de diamagnétisme. L'intensité de la magnétisation induite est dans la direction opposée au champ inducteur. Phénomène faible, réversible, affecte tous les corps et souvent caché par un autre phénomène. Ex. : quartz, felspath, sel.
Si $k > 0$, la substance est alors paramagnétique. Comme le diamagnétisme, c'est un phénomène faible et réversible, mais tend à renforcer l'action du champ inducteur. Le champ induit décroît cependant avec la température. Ex. : les métaux, gneiss, pegmatite, dolomie, syénite.
Dans le cas de substances ferromagnétiques, les moments magnétiques de chaque atome s'alignent spontanément dans des régions appelées domaines et cela même en l'absence de champ magnétique externe. En général, le moment magnétique total est nul parce que les différents domaines ont des orientations différentes et leurs effets s'annulent. Le ferromagnétisme disparaît si on dépasse un certaine température, appelée point de Curie.
Si les moments magnétiques d'une substance sont anti-parrallèles dans les domaines et de grandeurs différentes, le moment magnétique total est différent de zéro. La substance est alors appelée ferrimagnétique. Ex. : magnétite, ilménite.
Dans le cas d'une substance ferrimagnétique dont la somme de moments parrallèles et anti-parralèles est nulle, on parle d'anti-ferromagnétisme. Ex. : hématite.
La susceptibilité d'une roche est entièrement dépendante de la quantité de minéraux ferromagnétiques qu'elle contient, de la dimension des grains et de leur distribution. C'est donc une propriété très variable et il est pratiquement impossible de prédire la teneur en minéraux à partir de la susceptibilité.
La sensibilité minimale requise pour mesurer les anomalies avec sufisamment de détail est de ± 5 nT. Il est alors possible de détecter des anomalies provenant de sources situées à plus de 10 000 mètres de profondeur.

Comme le champ induit est proportionnel au champ ambiant, les anomalies seront plus intenses aux hautes latitudes magnétiques qu'à l'équateur magnétique.

3.1.1 Le diamagnétisme

Un diamagnétique parfait offre une grande résistance au passage du champ magnétique. Les lignes de champ H ne pénètrent pas dans le matériaux. La perméabilité est donc nulle.

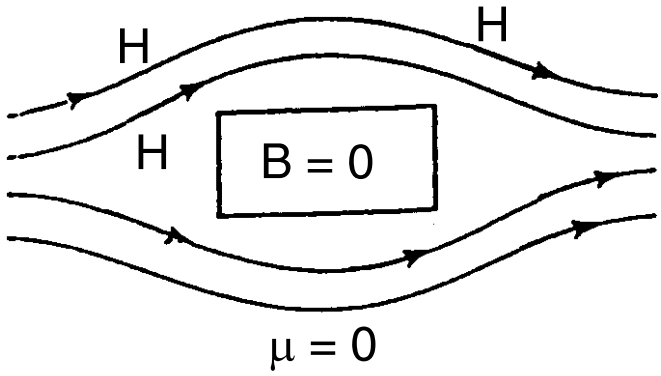


Figure 3.1: Comportement d'un matériau diamagnétique placé dans un champ magnétique.

C'est l'attribut d'un matériel qui a une susceptibilité magnétique négative ($k < 0$), c'est à dire que l'intensité de la magnétisation induite dans le coprs par un champ H sera dans la direction opposée à H
Tous les corps présentent un phénomène de diamagnétisme parce que son origine provient de la déformation des orbites électroniques des atomes sous l'action d'un champ extérieur. Ce phénomène est réversible puisque lorsque le champ extérieur disparaît, l'action disparaît. Exemples de diamagnétiques : graphite, gypse, marbre, quartz, sel, gaz rares, bismuth, cuivre et diamant.

3.1.2 Le paramagnétisme

Par définition, tous les matériaux qui ne sont pas diamagnétiques sont paramagnétiques, c'est à dire $k > 0$.
Dans un matériau paramagnétique, chaque atome a un moment magnétique non-nul. Sous l'action d'un champ extérieur, ces moments magnétiques s'orientent et augmentent le champ H appliqué.

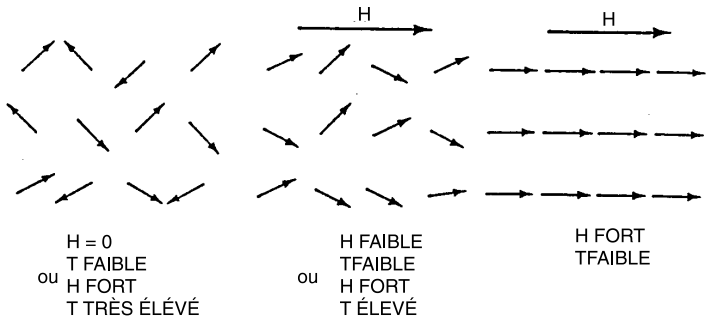


Figure 3.2: Action combinée de la température et d'un champ extérieur sur un matériau paramagnétique. Les vecteurs symbolisent les courant magnétiques atomiques.

Comme pour le diamagnétisme, il s'agit d'un phénomène faible et temporaire. Contrairement au diamagnétisme, la réponse d'un matériau paramagnétique vise à renforcer l'action du champ H extérieur.
Notons que ce phénomène diminue avec l'augmentation de la température puisque l'agitation thermique désoriente les dipôles magnétiques élémentaires.
La plupart de métaux sont paramagnétique.

3.1.3 Le ferromagnétisme

La magnétisation d'un matériau ferromagnétique correspond à l'orientation des dipôles élémentaires dans une même direction. à la différence des paramagnétiques, cette orientation peut se faire spontanément, en l'absence d'un champ H extérieur.
La région de l'espace dans laquelle tous les moments magnétiques sont orientés selon une même direction s'appelle un domaine (de Weiss) et les limites entre ces domaines, des parois (de Bloch).
Si on place un matériau ferromagnétique dans un champ H extérieur, les parois vont se déplacer de manière à renforcer le champ H extérieur. Si H augmente beaucoup, le domaine favorablement orienté occupera tout le volume du matériau qui est alors magnétisé à saturation.

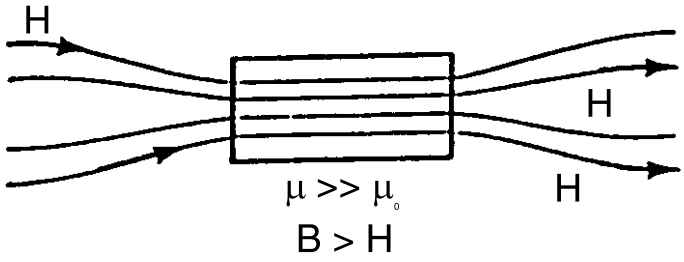


Figure 3.3: Comportement d'un matériau ferro ou ferrimagnétique dans un champ magnétique H

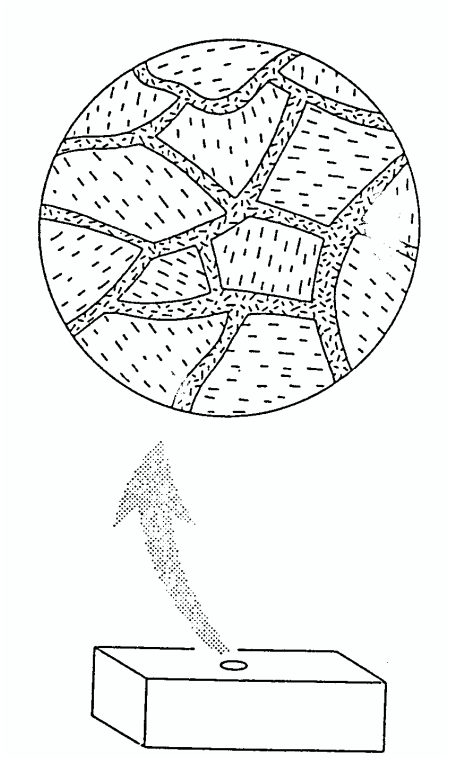


Figure 3.4: Magnetic domains in a ferromagnetic substance. Within each domain, the atomic magnetic moments tend to be aligned. Walls separating the domains are discordered zones of nonaligned atomic moments.

La courbe qui relie le champ induit B au champ extérieur H s'appelle la boucle d'hystérésis du matériau.

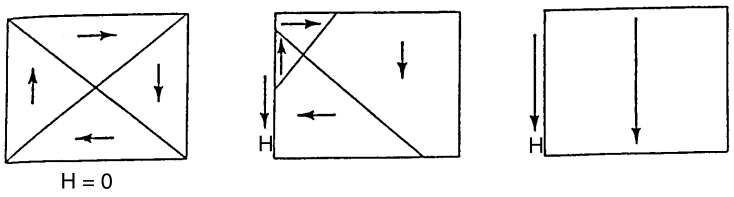


Figure 3.5: Déplacement des parois de Bloch sous l'action d'un champ magnétique extérieur. Si le champ magnétique appliqué est suffisamment intense, un seul domaine occupera tout le matériau.

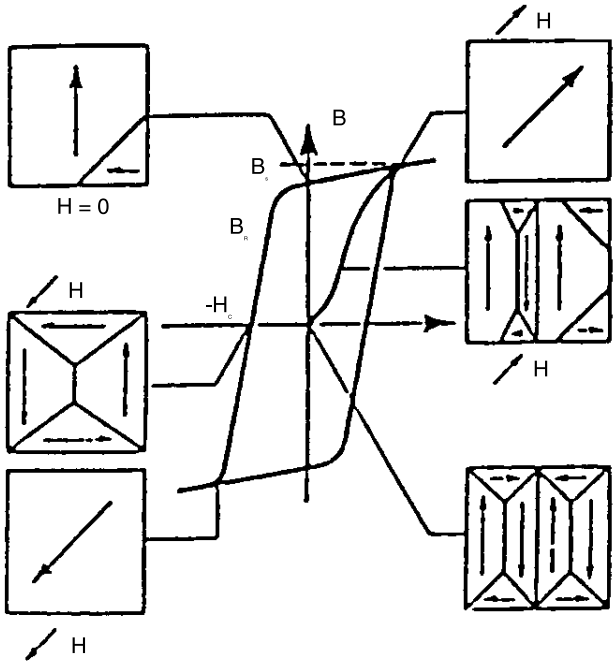


Figure 3.6: Courbe d'aimantation d'un paramagnétique. B_s représente le champ d'induction magnétique à saturation, B_r le champ d'induction rémanent et H_c le champ magnétique coercitif.

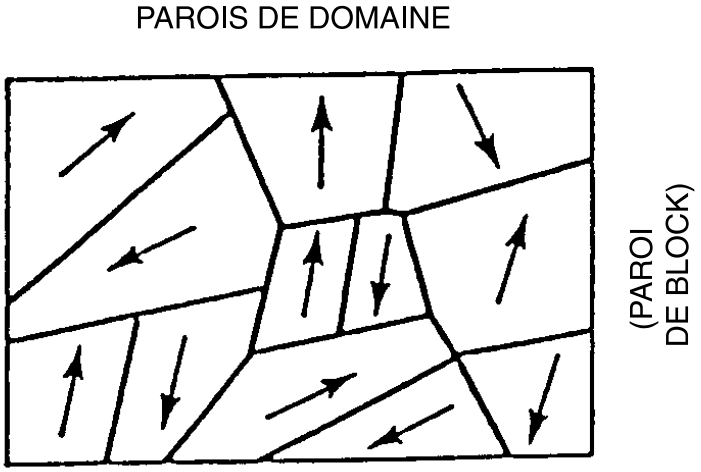


Figure 3.7: Interaction des joints de grain et des parois de Bloch. Les vecteurs à l'intérieur des domaines de Weiss indiquent la direction de la magnétisation dans ce domaine.

Lorsque H augmente à partir de zéro, les parois de Bloch se déplacent, entrainant une magnétisation de l'échantillon et donc un champ B non nul. Quand H est suffisamment intense, un seul domaine occupe tout l'échantillon. Le champs B_s est donc le champ d'induction maximal de l'échantillon.
Si on diminue H, on oblige les parois à se déplacer de nouveau. Le mouvement de retour n'est pas le même que celui suivit lorsque H augmentait parce qu'une partie du mouvement des parois est irréversible.
La magnétisation qui reste lorsque $H = 0$ s'appelle magnétisation rémanente (B_r).
Le champ nécessaire pour ramener B à zéro s'appelle le champ coercitif.
La surface de la boucle d'hystérésis représente l'énergie perdue lors du déplacement irréversible des parois.

3.1.4 Le ferrimagnétisme

Ce sont des matériaux dans lesquels les domaines magnétiques sont subdivisés en régions qui peuvent être alignés dans le sens opposés les uns aux autres, mais dont le moment magnétique net n'est pas nul losque le champ extérieur est nul.

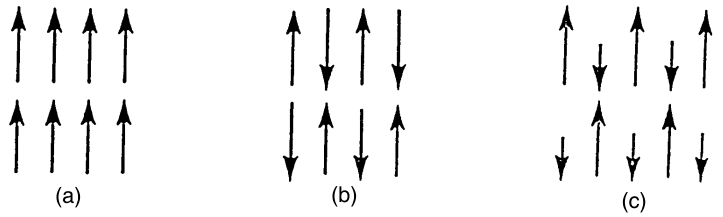


Figure 3.8: Répartition des moments magnétiques élémentaires : a. ferromagnétiques, b. antiferromagnétiques et c. ferrimagnétiques

Il peut donc y avoir :

1. Un nombre égal de sous-domaine de direction opposées mais l'alignement magnétique d'un sous-ensemble peut être plus fort que l'autre. C'est le cas de l'ilménite, la magnétite, la titanomagnétite et les oxydes de fer ou fer et titane.
2. Le nombre de sous-domaines d'une direction est plus importante que le nombre dans l'autre direction. C'est le cas de la pyrrhotine.

Presque tout les matériaux magnétiques sont ferrimagnétiques.

3.1.5 L'antiferromagnétisme

Lorsque la somme des moments magnétiques des sous-ensembles parallèles et antiparallèles est nulle dans un matériau qui autrement serait considéré comme ferromagnétique, la susceptibilité résultante sera très faible, de l'ordre des substances paramagnétiques. Ces substances sont nommées antiferromagnétiques. L'hématite est un minéral possédant cette propriété.

3.1.6 Aimantation rémanente

Les roches ignées et sédimentaires possèdent un champ magnétique permanent (rémanent) à des degrés divers. La direction de ce champ rémanent peut être complètement différente de la direction du $\vec{H}$ local. La direction de la magnétisation rémanente est caractéristique du $\vec{H}$ local lors de la formation de la roche.
Les laves basaltiques, les intrusions volcaniques et toutes les roches volcaniques ont traversé l'écorce terrestre à une température supérieure au point de Curie de leur minéraux. Par refroidissement au passage au point de Curie dans le sens inverse, la roches s'est aimantée sous l'effet du champ terrestre. Cette aimantation a les propriétés suivantes :

1. Sa direction est celle qu'avait le champ qui l'a créé → mémoire magnétique.
2. La valeur de l'aimantation est proportionnelle à l'intensité du champ (si le champ est faible, cas du champ terrestre).
3. à la température ordinaire elle n'évolue pas et résiste à des champs de quelques Oe.

Il existe aussi :

1. *L'aimantation rémanente visqueuse* acquise par l'action continuelle du champ magnétique terrestre à température normale.

2. *Aimantation rémanente isotherme* due aux champs accidentels intenses (ex : coup de foudre).
3. *Aimantation rémanente par cristallisation*, l'action de l'altération des roches a pu détruire la rémanence ou en changer la direction par transformation cristalline.

Les roches sédimentaire sont généralement porteuses de rémanence naturelle, mais beaucoup plus faible que celles des roches volcaniques. Lors du dépot des sédiments, les particules magnétiques s'orientent dans la direction du champ terrestres et gardent cette orientation après la compaction et la solidification.

3.2 Propriétés magnétiques des roches, des minéraux et des matériaux

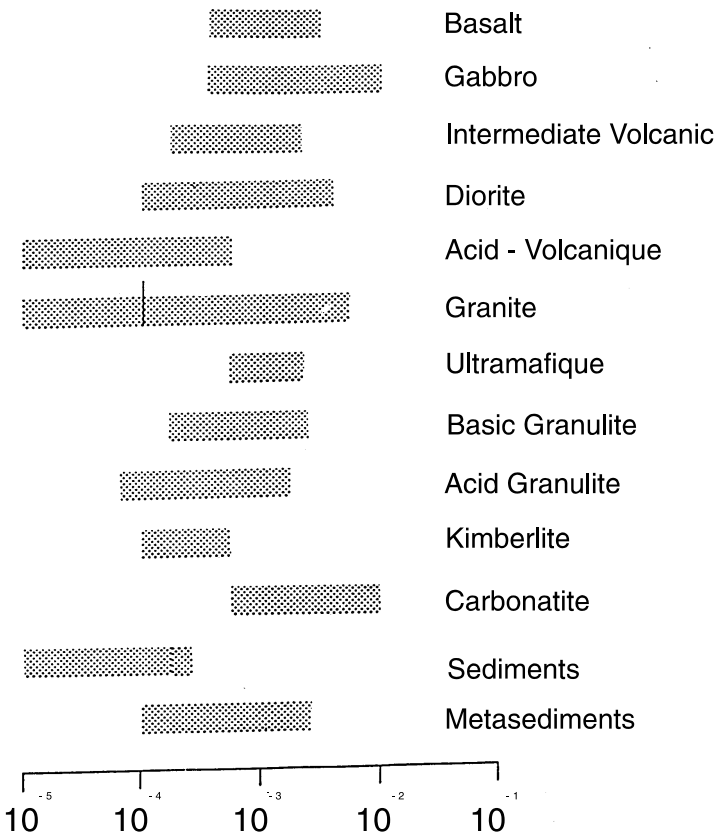


Figure 3.9: Common range of magnétic susceptibility for various rock types (After Clark, 1983).

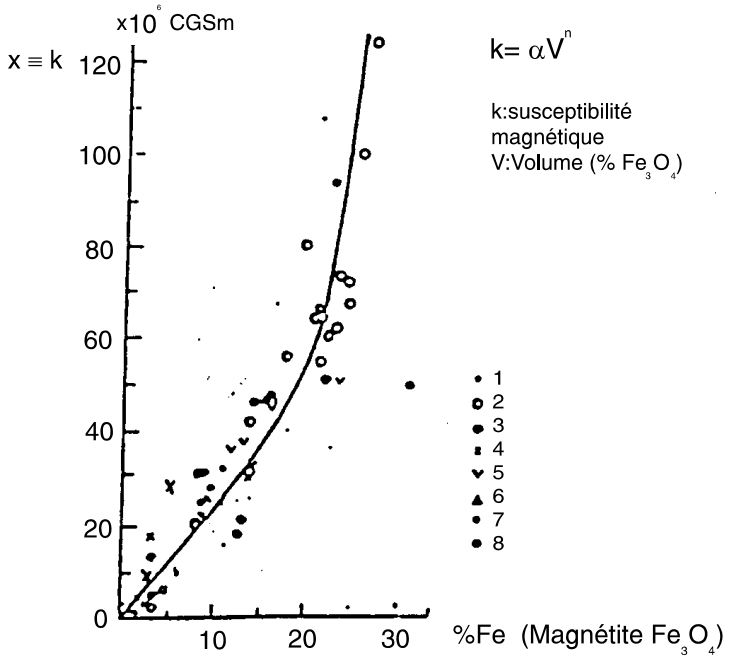
Type	Susceptibility × 10^6 emu Range	Average	Type	Susceptibility × 10^6 emu Range	Average
Sedimentary			Igneous		
Dolomite	0–75	10	Granite	0–4000	200
Limestones	2–280	25	Rhyolite	20–3000	
Sandstones	0–1660	30	Dolerite	100–3000	1400
Shales	5–1480	50	Augite-Syenite	2700–3600	
Av. Var. Sed. (48)	0–4000	75	Olivine-Diabase		2000
Metamorphic			Diabase	80–13,000	4500
Amphibolite		60	Porphyry	20–16,700	5000
Schist	25–240	120	Gabbro	80–7200	6000
Phyllite		130	Basalts	20–14,500	6000
Gneiss	10–2000		Diorite	50–10,000	7000
Quartzite		350	Pyroxenite		10,500
Serpentine	250–1400		Peridotite	7600–15,600	13,000
Slate	0–3000	500	Andesite		13,500
Av. Var. Met (61)	0–5800	350	Av. acid Ign.	3–6530	650
			Av. basic Ign.	44–9710	2600

Figure 3.10: Magnetic susceptibilities of various rocks.

Type	Susceptibility × 10^6 emu Range	Average	Type	Susceptibility × 10^6 emu Range	Average
Graphite		−8	Siderite	100–310	
Quartz		−1	Pyrite	4–420	130
Rock salt		−1	Limonite		220
Anhydrite, Gypsum		−1	Arsenopyrite		240
Calcite	−0·6–−1		Hematite	40–3000	550
Coal		2	Chromite	240–9400	600
Clays		20	Franklinite		36,000
Chalcopyrite		32	Pyrrhotite	10^2–5 × 10^3	125,000
Sphalerite		60	Ilmenite	2·5 × 10^4–	
Cassiterite		90		3 × 10^5	1·5 × 10^5
			Magnetite	10^3–1·6 × 10^6	5 × 10^5 ← FeO

k x10^{-6} emu
CGS
$k_{c.g.s.} \times 4\pi = k_{s.i.}$

Figure 3.11: Magnetic susceptibilities of various minerals.



Material	$k \times 10^6$, cgs	At H, oersteds
Magnetite	300,000–800,000	0.6
Pyrrhotite	125,000	0.5
Ilmenite	135,000	1
Franklinite	36,000	
Dolomite	14	0.5
Sandstone	16.8	1
Serpentine	14,000	30.5
Granite	28–2,700	1
Diorite	46.8	1
Gabbro	68.1–2,370	1
Porphyry	47	1
Diabase	78–1,050	1
Basalt	680	1
Olivine-diabase	2,000	0.5
Peridotite	12,500	0.5–1.0

Figure 3.12: Measured Susceptibilities of Rock Materials.

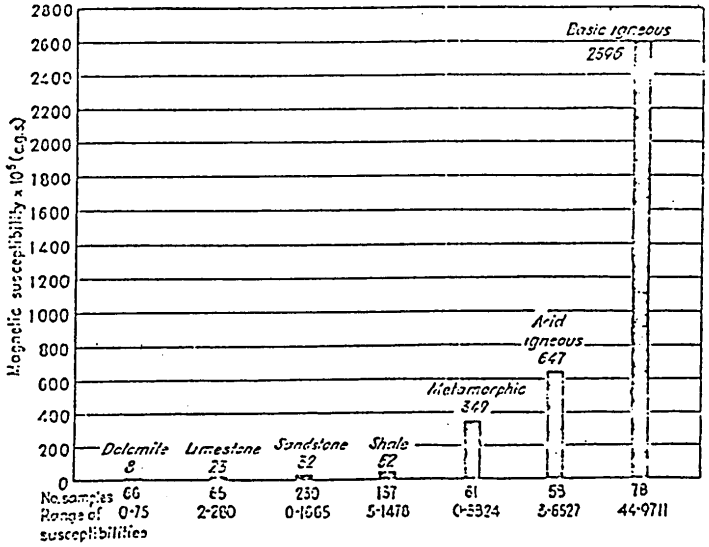


Figure 3.13: Average magnetic susceptibilities of surface samples and cores as measured in laboratory. (Magnolia Petrolum Co.)

Chapitre 4

Les corrections

4.1 Correction de dérives

On doit tenir compte des variations du champ magnétique terrestre avec le temps.

1. Variation séculaires : variations annuelles reliées au déplacement des pôles magnétiques.
2. Variations diurnes : variations cycliques d'environ 24 heures reliées aux variations de courant dans l'ionosphère dues à l'activité du soleil.
3. Tempêtes magnétiques : variations brusques dues à des sursauts de l'activité solaire qui peuvent atteindre 2000 nT et durer plusieurs jours. Lors de tempêtes magnétiques, le levé est interrompu.

Les variations diurnes sont corrigées en établissant une station de base et en suivant la même procédure qu'en gravimétrie.
On accepte des variations de moins de 50 nT/heure.

4.2 Correction d'altitude

Le gradient vertical de H_o est d'environ -0.03 nT/m aux pôles et de -0.015 nT/m à l'équateur. Les effets d'élévation sont donc normalement négligeables. Toutefois, dans les régions montagneuses, une correction d'élévation est faite. Elle égale à -0.47 nT$\cdot H_o$/m, où Ho est la valeur locale de l'intensité du champ géomagnétique en Oe. La correction est positive au nord de l'équateur et négative au sud. Le nivellement peut s'effectuer par levé barométrique.
Dans le cas de levés aéroportés, il peut être spécifié que tout survol dont la différence entre la hauteur de vol théorique et réelle dépasse un certaine limite sera rejeté.

Correction air libre

$$\begin{aligned} H &= (H_r, H_G) \\ &= \left(\frac{2M\cos\theta}{r^3}, \frac{M\sin\theta}{r^3}\right) \end{aligned} \tag{4.1}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial r} &= \left(2M\cos\theta\cdot\frac{-3}{r^4}\,,\; M\sin\theta\cdot\frac{-3}{r^4}\right) \\ &= \left(\frac{3}{r}H_r\,,\; \frac{-3}{r}H_G\right) \\ &= \frac{-3}{r}H \end{aligned} \tag{4.2}$$

Si $r = 6378$ km , $H_{eq} = 3500$ nT et $H_{po} = 7000$ nT, alors
à l'équateur :

$$\frac{\partial H}{\partial r} = \frac{-3\cdot 35000\,nT}{6378\times 10^3\,m} = -0.016 \text{ nT/m}$$

et aux pôles :

$$\frac{\partial H}{\partial r} = \frac{-3\cdot 70000\,nT}{6378\times 10^3\,m} = -0.033\,\text{nT/m}$$

4.3 Correction de terrain

Les effets dûs à des affleurements magnétiques près des stations vont influencer de beaucoup les lectures. Par exemple, une roche magnétique située au-dessus d'une station (située dans une dépression par exemple) peut produire de fausses anomalies négatives.
Normalement, les anomalies démontrant une forte corrélation avec la topographie ne reçoivent pas autant d'attention que les autres anomalies.
Les corrections de terrains étant très ardues à faire, elles sont généralement omises.

4.4 Réduction à un datum

Le champ local est fortement influencé par la topographie. Cette correction n'est appliquée que pour les levés au sol pour lesquels on mesure généralement la composante Z du champ. Pour réduire les lectures de Z de la surface $z = h\,(x, y)$ au plan $z = 0$, on écrit approximativement que :

$$Z(x, y, 0) = Z(x, y, h) - h\,\frac{\delta Z}{\delta z}\bigg|_{z=h} \tag{4.3}$$

où la dérivée est calculée à partir de la carte de $Z\,(x, y, z)$.

4.5 Correction de latitude

Localement, le gradient horizontal de H_o n'est pas discernable et on n'applique pas de correction de latitude aux données. Gradient horizontal → entre 0 et 10 nT/km de l'équateur aux pôles.

$$\begin{aligned} H &= (H_r\,,\,H_G) \\ &= \left(\frac{2M\cos\theta}{r^3}, \frac{M\sin\theta}{r^3}\right) \end{aligned} \tag{4.4}$$

$$L = r\theta \tag{4.5}$$

$$\frac{dl}{d\theta} = r \tag{4.6}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial l} &= \frac{\partial H}{\partial \theta}\cdot\frac{\partial G}{\partial l} = \frac{1}{l}\frac{\partial H}{\partial \theta} \\ &= \frac{1}{l}\left(\frac{-2M}{r^3}\sin\theta\,,\,\frac{M}{r^3}\cos\theta\right) \\ &= \frac{1}{l}\left(-H_{eq}\sin\theta\,,\,H_{po}\cos\theta\right) \end{aligned} \tag{4.7}$$

A l'équateur :

$$\frac{\partial H}{\partial l} = \frac{1}{6378\times 10^3}\left(-H_{eq}\cdot\sin 90\,\mathrm{deg}\,,\,H_{po}\cdot\cos 90\,\mathrm{deg}\right) = 0.005\ \mathrm{nT/m}$$

Aux pôles :

$$\frac{\partial H}{\partial l} = \frac{1}{6378\times 10^3}\left(-H_{eq}\cdot\sin 90\,\mathrm{deg}\,,\,H_{po}\cdot\cos 90\,\mathrm{deg}\right) = 0.011\ \mathrm{nT/m}$$

4.6 Corrections à apporter au levé

Une seule correction importante est celle de la diurne. On a besoin d'établir une station de base pour les courts levés ou une ligne de base pour les levés plus longs, en général, sur la ligne de base de la grille ou sur une ligne de raccordement "tie line".
Les corrections se font comme en gravité, mais en cas de doute, nous devons utiliser $\left|\frac{\Delta L}{\Delta T}\right|$ et du raisonnement pour savoir comment corriger.
Il faut éviter les endroits où le gradient magnétique horizontal est fort.

4.6.1 Station de base

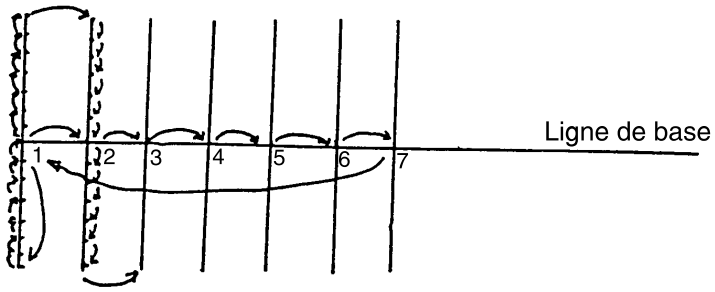
On peut aussi utiliser une station automatique d'enregistrement de H, ce qui évite d'avoir à boucler et les corrections sont faites automatiquement. Attention aux ours et autres animaux si votre appareil est à terre, votre journée est foutue.
Notez qu'une station de base fixe est mieux adaptée pour les corrections que la station de base de la boucle de mesure parce que elle permet de voir plus facilement les variations du champ pendant toute la journée (bruit de fond, orage magnétique, ...).

Les appareils sont assez sophistiqués pour permettre de transférer les résultats sur imprimantes sur un appareils enregistreur magnétique. L'ordinateur facilite grandement la traitement des cartes et plus de manipulation fastidieuse à faire.

La station de base

La stratégie demeure la même qu'en gravité. En général, on établiera une station de base à partir de laquelle toutes les mesures seront corrigées. Cette station ne doit pas se trouver dans une région anormale où il y a de forts gradients.

À partir de cette station, on pourra établir une ligne de base (généralement sur la ligne de base de la grille ou une ligne de rattachement) et c'est sur cette ligne de base qu'on se rattachera à intervalles régulier (moins de 2 heures).



On suppose que les variations enregistrées à la station de base sont constantes pour toutes les stations. Ceci est vrai si :

– courte distance
– activité magnétique calme

Notez que si vous êtes en Abitibi, vous pourrez faire de 8 à 10 km par jour. En Gaspésie, de 5 à 6 km. Si vour prenez vos mesures aux 25 m, cela fait entre 200 à 400 mesures à corriger chaque soir, en plus de la mise en plan. C'est long !

Ainsi, la méthode plus appropriée consiste à utiliser un magnétomètre fixe à la station de base qui prend des mesures du champ à intervalles réguliers (10, 20, 30 secondes ou 1 minutes). Cela vous permet de contrôler les variations diurnes qui ont eu lieu durant la journée. En général, l'appareil de la station de base et celui du levé se connectent ensemble et vous donnent directement sur imprimante ou sur ordinateur les données corrigées.

Attention, il faut se méfier quand même, rien de pire que lorsque l'appareil refuse de restituer vos données. Toujours avoir un carnet de notes et le manuel d'instructions.

4.6.2 Correction de dérive

Les mesures de magnétométrie sont faites selon un cheminement en boucle ; on débute en un point donné et on termine à ce même point.

X	X	X	X	X	X
stn1	2	3	4	5	6

En général, les mesures du début et de la fin, à la station de base, ne seront pas semblables.

Cette différence, appelée dérive, est due en partie au magnétomètre, en partie aux variations du champ externe.
Les valeurs mesurées sont donc entachées d'erreurs puisqu'une de leurs composantes provient de la dérive et ne reflète pas un changement dans la valeur du champ dû à des hétérogénéités du sous-sol.
La correction est faite en suppposant que la dérive est linéaire dans le temps.
Donc si on a passé la station de base aux temps T_1 et T_2 et que les valeurs mesurées étaient respectivement V_1 et V_2, le taux de dérive (TD) est donc :

$$TD = \frac{V_1 - V_2}{T_2 - T_1} \tag{4.8}$$

Toute valeur (V) prise au temps T (où $T_1 \leq T \leq T_2$) est corrigée par la formule suivante :

$$V_{\text{corrigée}} = V + \left(\frac{V_1 - V_2}{T_2 - T_1}\right) \tag{4.9}$$

Exemple :

Station	Lecture	Temps
1	56150 nT	12h15
2		12h20
3		12h25
4		12h31
5		12h35
6		12h39
1	56200 nT	13h05

Le taux de dérive est :

$$TD = \frac{56200 - 56150}{13h05 - 12h15} = \frac{50\,\text{nT}}{50\,\text{minutes}} \tag{4.10}$$

Donc pour la lecture de la station 4, prise 16 minutes après la 1$^{\text{ère}}$ lecture de la station 1, la correction totale est de $16 \cdot 1$ nT/min = 16 nT
Le principe demeure le même si au lieu de boucles sur la station de départ, la dernière mesure se fait sur une autre station de base. Évidemment, les stations initiales et finales doivent auparavant avoir été reliées entre elles.

5x	x6
4x	x7
3x	x8
2x	x9
1x	x10
SB-1	SB-2

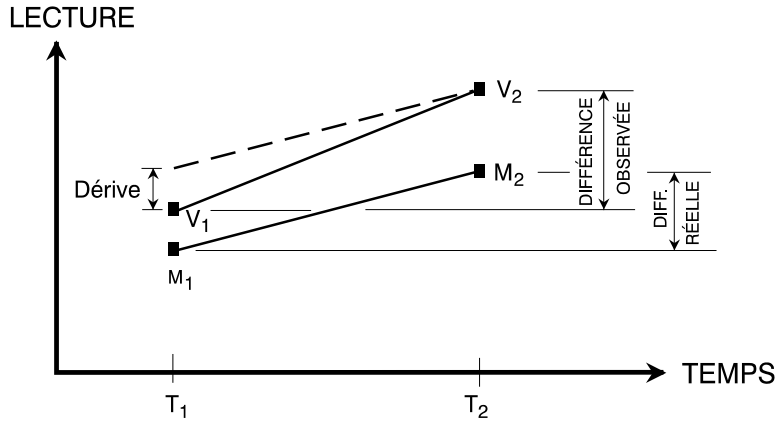
Si lors de l'établissement des 2 stations de bases on a trouvé des valeurs égales à M_1 et M_2, lors de tout autre levé on s'attend à ce que la différence entre les nouvelles valeurs observées V_1 et V_2 soit semblables à celle qui existe entre M_1 et M_2. La dérive est donc égale à :

$$\begin{aligned} \text{dérive} &= \text{différence réelle - différence observée} \\ &= M_2 - M_1 - (V_2 - V_1) \\ &= M_2 - M_1 - V_2 + V_1 \end{aligned} \tag{4.11}$$

De la même manière qu'auparavant, la formule de correction est :

$$V_{\text{corrigée}} = V + \frac{(M_2 - M_1 - V_2 + V_1)}{(T_2 - T_1)} \cdot (T - T_1) + M_1 - V_1 \tag{4.12}$$

Notons le terme supplémentaire à la fin de l'équation, $M_1 - V_1$. Il a pour but de ramener les valeurs à un niveau de référence semblable pour chaque partie du levé.



M_1 et M_2 obtenus antérieurement à V_1 et V_2
Exemple :
-1- On a établit la ligne de base :

Station	Lecture
BL1	56800
BL2	56900
BL3	56850
BL4	57100

-2- et fait les mesures suivantes le lendemain :

Station	Temps	Lecture
BL1	8h50'00"	56700
2	8h50'30"	
3	8h51'00"	
4	8h51'30"	
.		
.		
.		
50	9h20'00"	
BL2	9h21'00"	56810

La dérive est de

$$56900 - 56800 - 56810 + 56700 = -10 \text{ nT}$$

et le taux de correction

$$\frac{-10 \text{ nT}}{31 \text{ min}} = 0.3 \text{ nT/min}$$

La correction de niveau est alors

$$M_1 - V_1 = 56800 - 56700 = 100 \text{ nT}$$

Donc pour la station BL1

$$V_{\text{corrigée}} = 56700 + 0.3 \text{ nT/min} \cdot 0 + 100 \text{ nT} = 56800 \text{ nT } = M_1$$

et pour la station BL2

$$V_{\text{corrigée}} = 56700 + 0.3 \text{ nT/min} \cdot 0 + 100 \text{ nT} = 56900 \text{ nT } = M_2$$

Chapitre 5

Instruments de mesure : Les magnétomètres

Quatre types principaux de magnétomètre ont été développés, chacun fonctionnant sur un principe différent :

1. Balance magnétique
2. Sursaturation magnétique (ou “fluxtage” en anglais)
3. Précession nucléaire
4. Pompage optique

Seuls les trois derniers sont en usages de nos jours. Les deux premiers sont utilisés pour mesurer une seule composante du champ alors que les autres mesurent le champ total.

5.1 Balance de Schmidt

– Variomètre, c’est à dire qu’il est ajusté pour lire zéro à une station de base et les mesures sont relatives à la valeur de cette station de base.
– Formé d’un aimant qui pivote autour d’un axe situé près de son centre de masse.
– Le champ terrestre crée un moment qui s’oppose à celui créé par l’attraction terrestre.
– L’angle d’équilibre dépend de la force du champ.
– Pour une bonne sensibilité, il faut beaucoup de précision dans la contruction du système optique et mécanique.
– Sous de bonne conditions, l’appareil répondra à des variations de 1 nT.
– Sensible à la température même si le mécanisme de compensation <1 nT/ $^\circ$C sur une plage de 20 $^\circ$C.
– Plage de lecture de 2000 nT qui peut être augmentée à l’aide d’aimants.
– Doivent être nivellés.
– Productivité faible.
– Utilisés jusqu’à la fin des annéss 50.

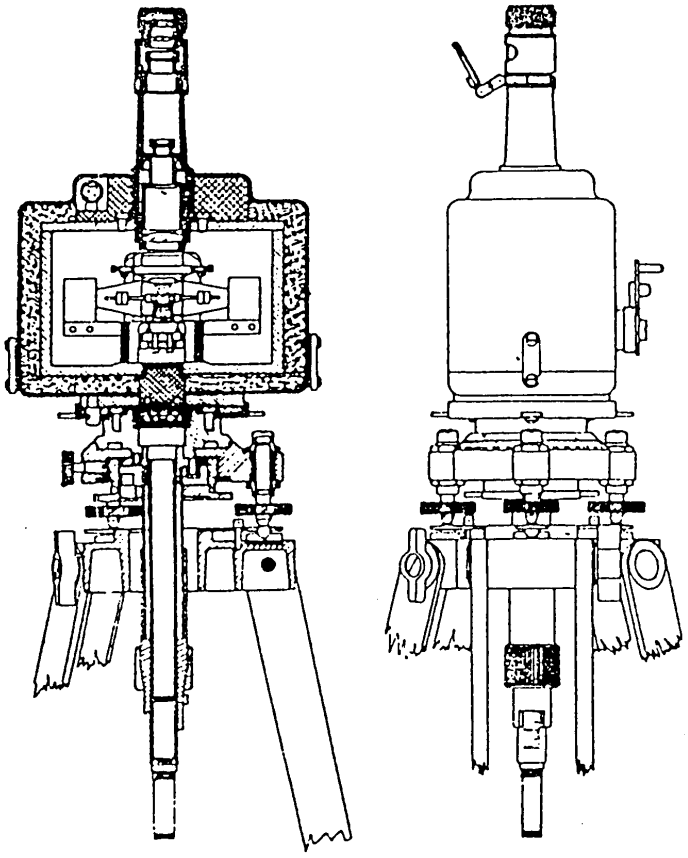


Figure 5.1: Magnétomètre vertical

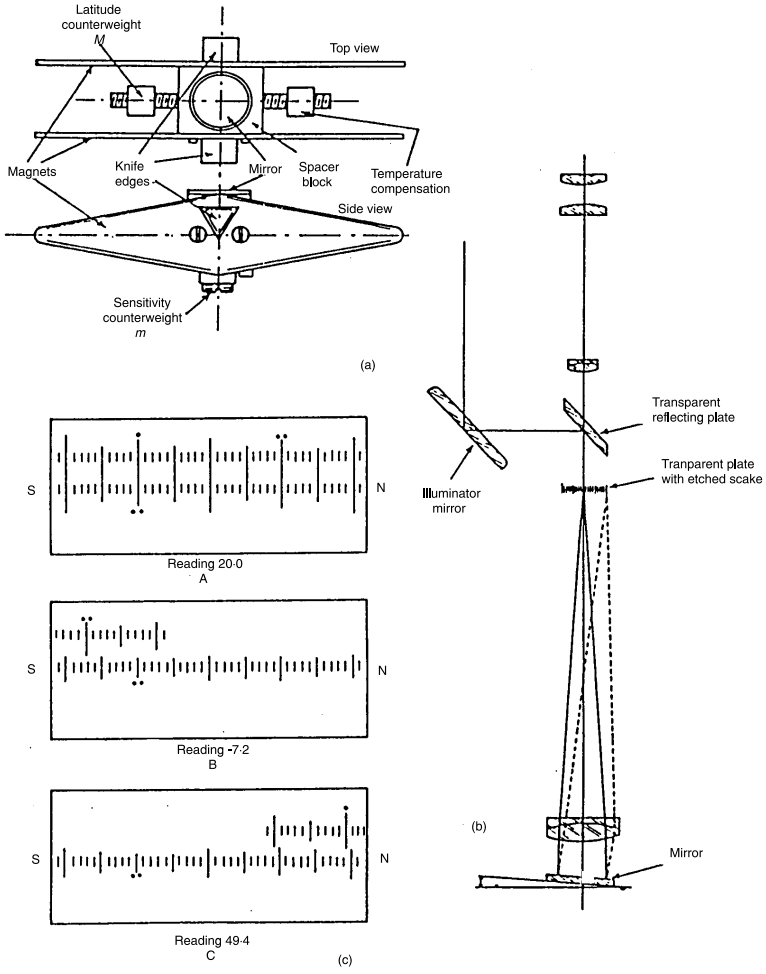


Figure 5.2: Schmidt vertical balance (schematic). (a)Magnet system(after Heiland, 1940) ; (b) optical system ; (c) scale.)

5.2 Fluxtage (ou sursaturation)

- Développé durant la $2^{\text{ème}}$ guerre mondiale pour détecter les sous-marins.
- 1^{er} magnétomètre à être utilisé pour les levés aéroportés.
- Chaque noyau est à l'intérieur d'une bobine.
- Les 2 bobines sont identiques et connectées en série mais l'enroulement est inverse.
- Les 2 bobines se retrouvent à l'intérieur d'une troisième bobine.
- Losqu'on envoie un courant dans les 2 bobines, le champ engendré par chacune d'elle sera de même intensité et opposé → le champ total est nul et il n'y pas de courant induit dans la troisième bobine.
- En présence d'un champ extérieur, le champ d'une bobine sera augmenté et celui de l'autre

diminué.
- Si le courant injecté dans le primaire est suffisant pour amener les deux noyaux à saturation, un des deux noyaux va saturer plus vite que l'autre.
- Le voltage induit dans la troisième bobine est la somme due aux deux noyaux. Puisque l'induction est proportionnelle à la variation du champ magnétique, elle sera nulle losque les noyaux seront saturés.
- Puisqu'en présence d'un champ extérieur les deux noyaux ne saturent pas en même temps, le voltage induit dans la troisième bobine sera un série de pics.
- L'amplitude de ces "pics" est proportionnelle au champ externe parallèle aux noyaux.
- Avantages :
  . peut mesurer n'importe quelle composante du champ
  . lecture directe
  . pas d'orientation, nivellement grossier
  . faible poids (5-7 lbs)
  . faible encombrement
  . lectures rapides
- Désavantages :
  . noyaux jamais identiques
  . sensible à la température < 1 nT/$^\circ$C
  . dérive électronique
  . directionnel

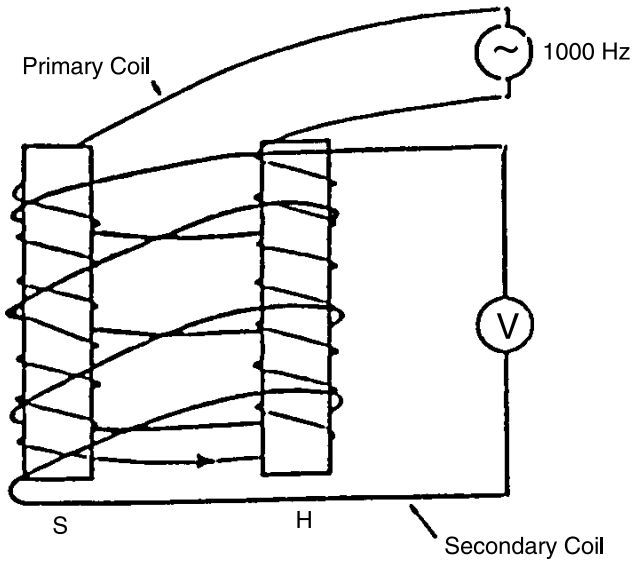


Figure 5.3: Principe of saturated core fluxgate magnetometer.

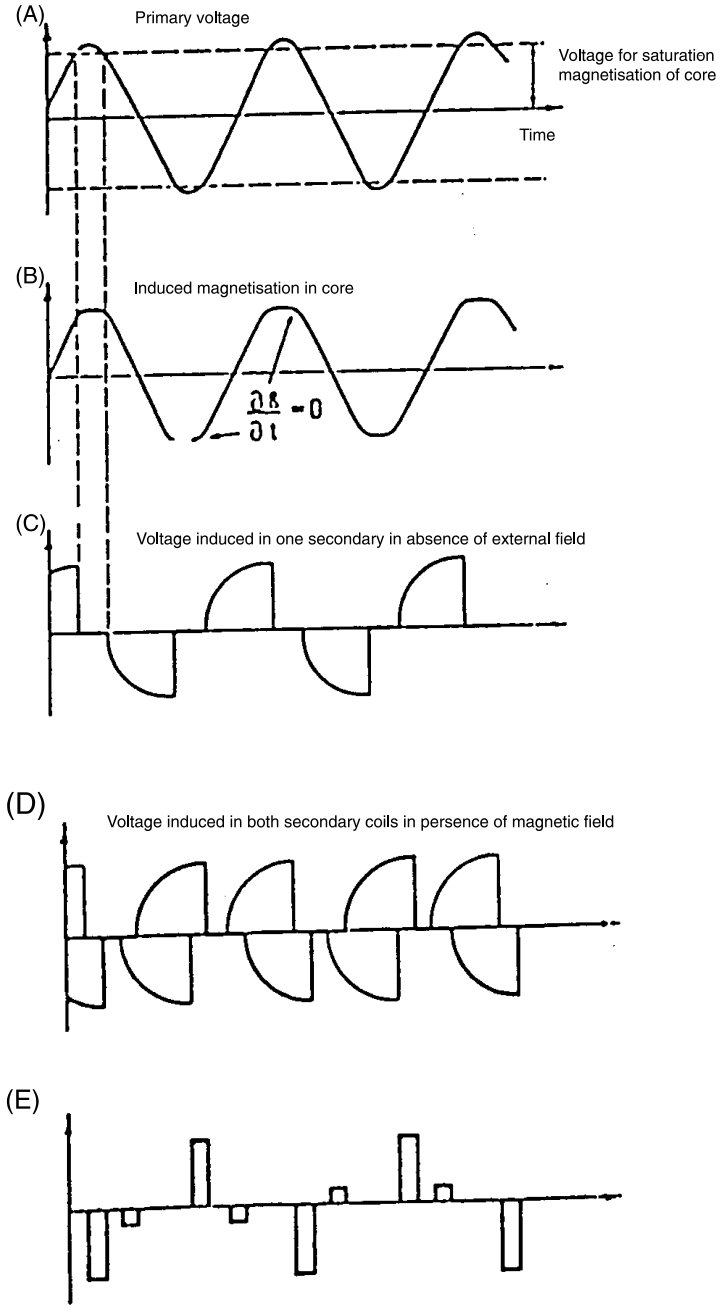
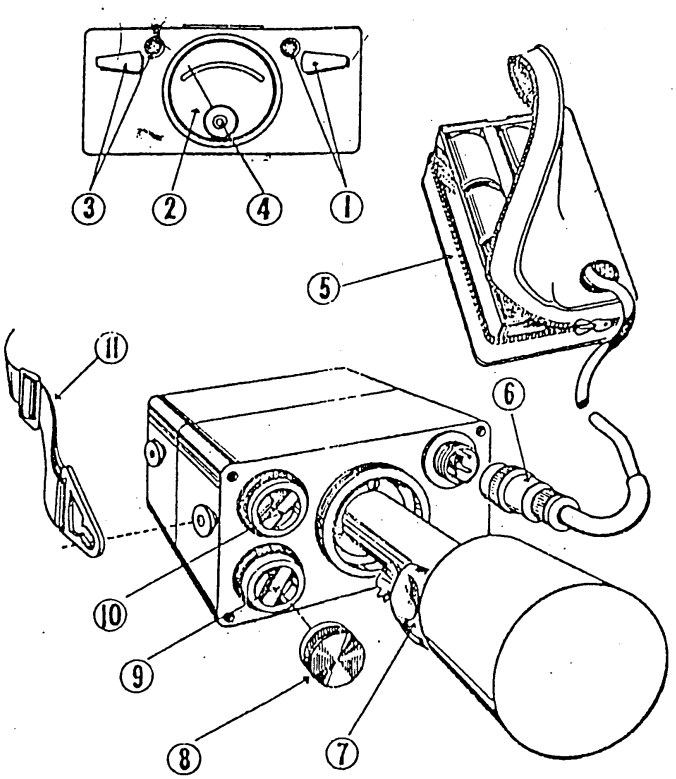


Figure 5.4: Schematic diagram showing primary and secondary voltage relationship for a fluxgate magnetometer (neglecting inductive phase retardation). the peak of the resultant voltage (E) is proportionnal tu the strength of the field parallel to the axis of the coils.



1 RANGE SWITCH
2 METER
3 MAIN SWITCH
4 LEVEL
5 BATTERY PACK
6 BATTERY CONNECTOR
7 SILICA GEL BAG
8 PROTECTION CAP
9 LATITUDE ADJUSTMENT CONTROL - FINE
10 LATITUDE ADJUSTMENT CONTROL - COARSE
11 CARRYING STRAP

5.3 Précession nucléaire

- La plupart des éléments chimiques ont un moment magnétique.
- Leur noyau peut être comme un petit aimant sphérique tournant selon leur axe magnétique.
- Selon les lois de la physique, de telles sphères vont tendre à s'aligner soit parallèlement ou perpendiculairement à un champ magnétique externe.
- Les noyaux parallèles vont avoir un niveau d'énergie plus élevé que celui du groupe perpendiculaire, il y aura donc plus de noyaux dans ce dernier groupe et une force magnétique résultante dans cette direction.
- Le noyau le plus simple qui a cette popriété est le noyau d'hydrogène. Parce que l'oxygène n'a pas de moment magnétique, une bouteille d'eau peut être considérée comme un assemblage de protons.
- Si un champ externe est appliqué sur la bouteille d'eau ($H_{\text{externe}} \gg H_{\text{terre}}$ et perpendiculaire à H_{terre}), l'orientation des protons va se tourner dans la direction du champ résultant ($\approx H_{\text{externe}}$). Ce phénomène n'est pas instantanné, la valeur maximale étant

atteinte exponentiellement avec une vitesse angulaire :

$$\omega = 2\pi\upsilon = \gamma_p H \tag{5.1}$$

où γ_{p} est le rapport gyromagnétique du proton (constante connue), H champ magnétique terrestre.
La fréquence de précession u est d'environ 2000 Hz

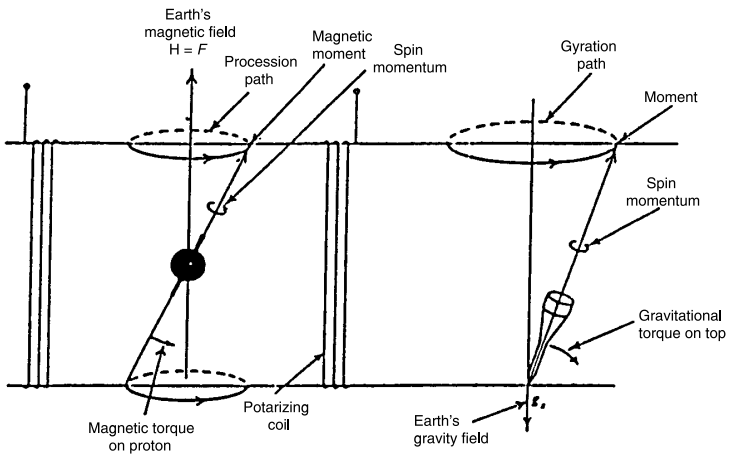
$$F = \frac{2\pi u}{\gamma_p} \tag{5.2}$$

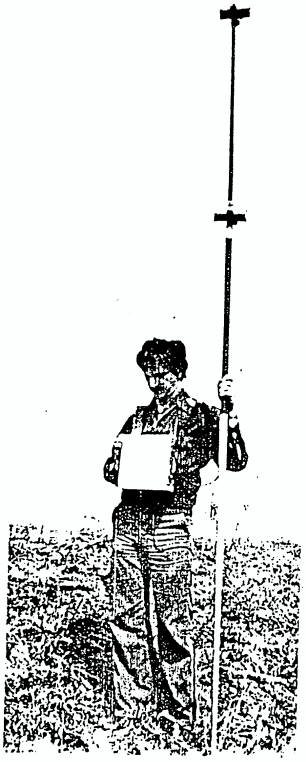
où

$$\frac{2\pi}{\gamma_p} \sim 23.487 \pm 0.002 \text{ nT/Hz} \tag{5.3}$$

La précession va induire une tension dans une bobine enroulée autour de la bouteille. Pour déterminer la champ total, il suffit de mesurer la fréquence de la tension induite.

- La source de proton peut être de l'eau, du méthanol, de l'alcool éthylique, du benzène, du kérozène etc.
- La même bobine est utilisée pour créer le champ externe et mesurer le voltage induit par la précession.
- La sensibilité est de 1 nT ou moins.
- Pas d'orientation ou de niveau à faire.
- Aucune composante mécanique, mais électronique complexe.
- Mesure seulement le champ total.
- Ne peut prendre de mesures en continu, ce qui pourrait être un problème en aéroporté.
- Sensible aux fort gradients.





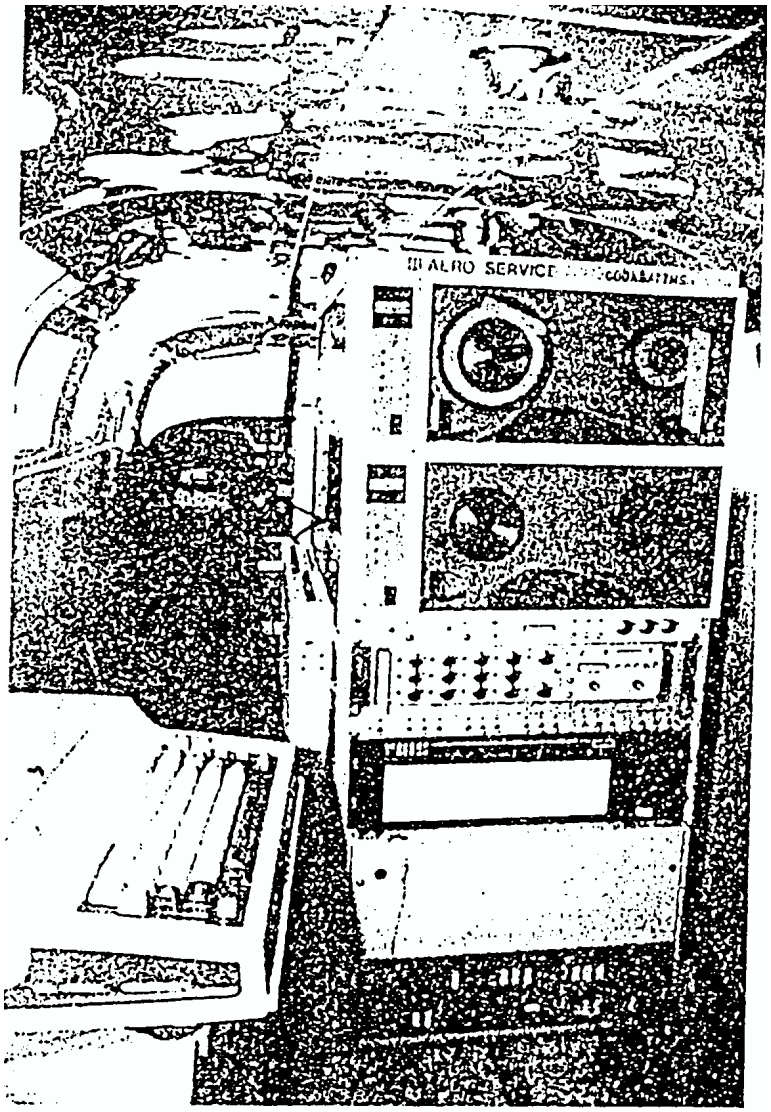


Figure 5.5: Magnetometer controls and electronics and recording apparatus intalled in an airplane. (Coutesy of Aero Service. Inc.)

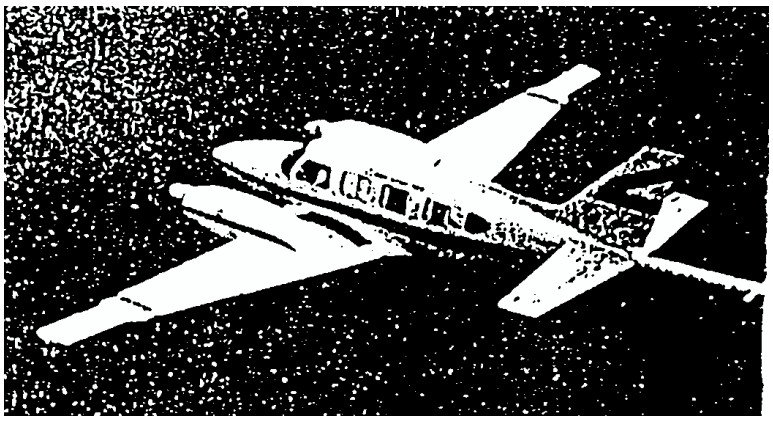


Figure 5.6: Aircraft with tail "stinger" and wing tip mounting for magnetometer sensing units. (Coutesy of E.G. and G. Geometrics, Inc.) Magnetic fields are associated with electric circuits and ferromagnetic parts in the aircraft have less effect on sensing units in such mountings.

5.4 Pompage optique

Niveaux dénergie dans un atome :
- L'électrique d'un atome est gouverné par les orbites de ses électrons de valence et aussi par la direction des axes de révolution des électrons.
- Les orbites qui peuvent être occupées ainsi que l'orientation axiale sont limités, chacun correspondant à des niveaux d'énergie spécifique.
- Dans les deux cas, l'énergie émise ou à fournir est reliée à la fréquence de la radiation par le relation de Planck :

$$\Delta E = hv \tag{5.4}$$

  où h = constante de Planck
- Donc, une onde EM de fréquence $\frac{\Delta E}{h}$ va monter le niveau d'énergie d'un atome d'une quantité égale à ΔE en montant un électron d'un niveau bas d'énergie à un orbite de niveau d'énergie plus élevé. La fréquence de radiation doit correspondre exactement à la diférence d'énergie entre les deux orbites sinon rien ne se produit.

Principe du pompage optique
- En l'absence d'un champ magnétique, les électrons de valence de certains atomes (césium ou rubidium) ont 2 états ; B état normal ou A état exité
- Sous l'effet d'un champ externe, chacun des 2 états se sépare en deux niveaux A_1, A_2 et B_1, B_2.
  A_1B_1 → moment magnétique de l'électron II au champ
  A_2B_2 → moment magnétique de l'électron I au champ
- La séparation entre A_1 et A_2, B_1 et B_2 est proportionnelle au champ appliqué.
- Si on veut mesurer l'énergie émise ou absorbée lors d'une transition entre $A_1 - A_2$ ou $B_1 - B_2$, on peut déterminer l'intensité du champ.

En pratique
- Les atomes sont illuminés avec une lumière ayant une fréquence de $(A_1 - B_1)/\mathrm{h}$. La seule transition possible est donc de B_1 à A_1.
- Chaque quantum de lumière qui monte un électron de B_1 a A_1 est donc enlevé du rayon de lumière par absorption. Puisqu'il s'agit de nombreux atomes, il y a donc une diminuation mesurable de la lumière.
- Éventuellement tous les atomes vont passer de B_1 à A_1 et la vapeur contenant les atomes devient complètement tranparente à la lumière.
- à ce moment, la vapeur est irradiée avec un onde radio dont la fréquence varie continuellement.
- Lorsque la fréquence de l'onde correspond à ΔE entre B_1 et B_2, les électrons du niveau B_2 commencent à migrer vers B_1.
- Lorsqu'ils arrivent au niveau B_1, ils peuvent alors monter au niveau A_1, d'où baisse de l'intensité lumineuse. La vapeur devient donc "opaque" et la fréquence de l'énergie entre B_1 et B_2 est connue.

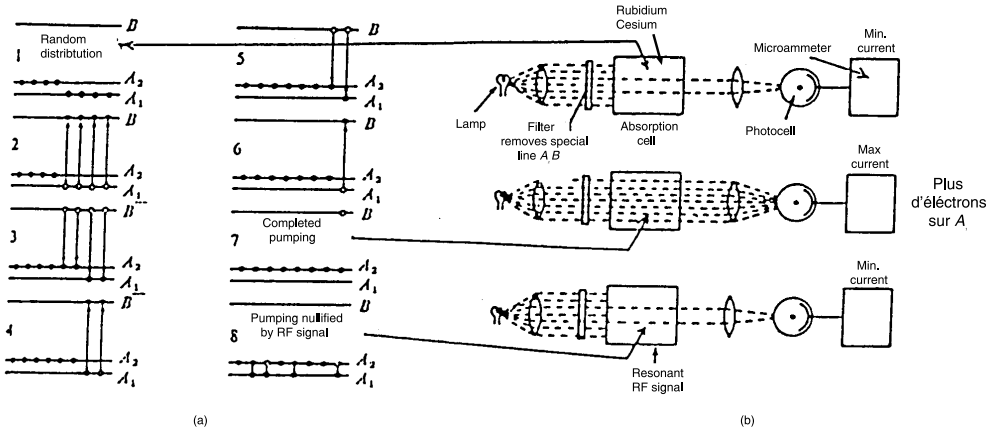


Figure 5.7: Optical pumping. (a) Energy level transitions ; (b) effect of pumping on light transmission.

Le champ est alors donné par :

$$F = \frac{2\pi f}{\gamma_g} \tag{5.5}$$

où
γ_g = rapport gyromagnétique de l'électron
f = fréquence de la radiation
F = champ terrestre
Pour Rb, Na, He ; $\frac{\gamma_g}{2\pi} = 4.67$ Hz/nT
Sensibilité meilleure que 0.01 nT
Par exemple, pour $F = 50\ 000$ nT, $f \sim 233 \times 10^3$ Hz

Chapitre 6

Lien entre gravimétrie et magnétisme

6.1 Relation de Poisson entre les anomalies de gravité et de magnétisme

Un corps magnétique peut être considéré comme étant un assemblage de petits aimants et chacun de ces aimants, un dipôle.
De la même manière que la gravité $\vec{g}$ est une force par unité de masse, on peut concevoir que l'intensité de la migration $\vec{H}$ est une force par unité de pôle magnétique.
Pour un dipôle, cette force unitaire se décompose en 2 parties : une due à la force de répulsion du pôle positif et l'autre due à l'attraction du pôle négatif. Ces forces étant inversement proportionnelles à l'inverse du carré de la distance, la force magnétique peut être vue comme la somme vectorielle de 2 forces gravitationnelles : une positive, l'autre négative.
Si tous les "aimants" d'un corps sont en lignes dans la même direction, Poisson a montré que l'anomalie magnétique peut être obtenue par différenciation de l'anomalie de gravité.
Donc plusieurs formules d'anomalies peuvent être obtenues grâces aux formules correspondantes en gravité.

$$W = -\frac{I}{G\sigma}\frac{\partial U}{\partial j} \tag{6.1}$$

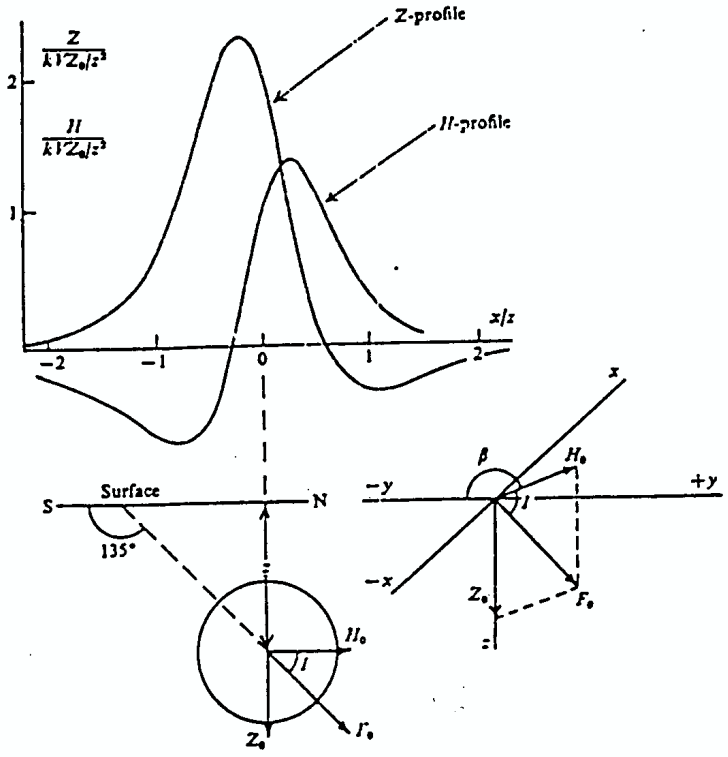
où U est le potentiel gravitationnel ; σ le contraste de densité ; W le potentiel magnétostatique ; I l'aimantation ($\vec{I} = k\vec{H}$) et j la direction de la polarisation.
Si s est la direction dans laquelle on veut calculer le champ magnétique, alors

$$\begin{aligned} \vec{H}_s &= -\frac{\partial W}{\partial s} \\ &= \frac{I}{G\sigma}\frac{\partial}{\partial s}\left(\frac{\partial U}{\partial j}\right) \end{aligned} \tag{6.2}$$

Si on considère des modèles avec polarisation verticale : $\vec{j} = \vec{z}$; $\vec{s} = \vec{z}$ et

$$Z = \frac{I}{G\sigma}\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \tag{6.3}$$

6.2 La sphère



Les paramètres gravimétriques de la sphère sont :

$$\begin{aligned} U &= \frac{Gm}{r} \\ m &= \frac{4}{3}\pi R^3 \sigma \\ r &= (x^2 + z^2)^{1/2} \end{aligned}$$

Ainsi,

$$\frac{\partial U}{\partial z} = -Gm\frac{z}{(x_z + z_2)^{3/2}} \tag{6.4}$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = -Gm\left[\frac{2z^2 - x^2}{(x^2 + z^2)^{5/2}}\right] \tag{6.5}$$

Par conséquent,

$$\begin{aligned} Z &= \frac{I}{G\sigma} \cdot \frac{4}{3}\pi R^3 \frac{\sigma}{z^3} \left[\frac{2 - \left(\frac{x}{z}\right)^2}{\left[1 + \left(\frac{x}{z}\right)^2\right]^{5/2}} \right] \\ &= \frac{I}{G\sigma} \cdot \frac{4}{3}\pi \frac{R^3 I}{z^3} \left[\frac{2 - \left(\frac{x}{z}\right)^2}{\left[1 + \left(\frac{x}{z}\right)^2\right]^{5/2}} \right] \end{aligned} \tag{6.6}$$

– Varie donc avec $1/z^3$ alors qu'en gravité varie avec $1/z^2$.
– La gravité peut donc observer des phénomènes plus profond.
Dans le cas où le champ terrestre F n'est pas vertical, mais a une inclinaison I :

$$Z = \frac{4}{3}\pi \frac{R^3}{z^3} kF \left[\frac{2 + 3(x/z)\ \cot\ I - (x^2/z^2)}{(1 + x^2/z^2)^{5/2}} \right] \tag{6.7}$$

$$H = \frac{4}{3}\pi \frac{R^3}{z^3} kF \left[\frac{(2x^2/z^2 - 1)\ \cot\ I + 3x/y}{(1 + x^2/z^2)^{5/2}} \right] \tag{6.8}$$

en supposant que l'axe des x est selon le nord magnétique.

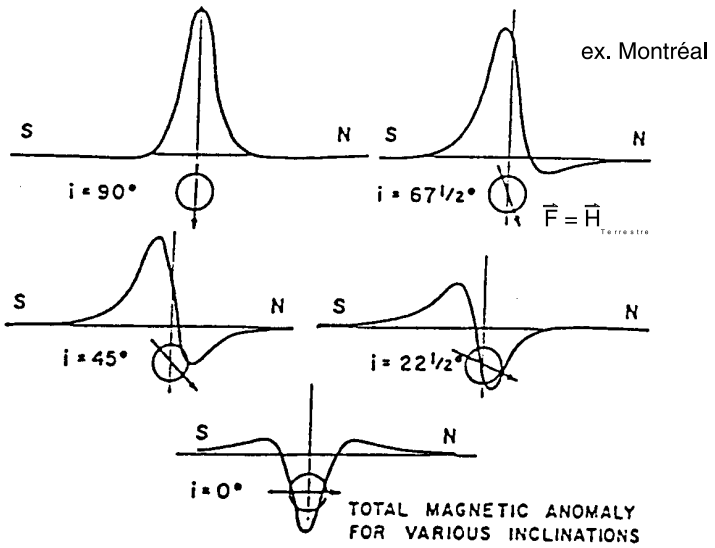


Figure 6.1: Variation in form of anomaly in total magnetic intensity of a sphere with change in magnetic latitude. (From Nettleton, 1962)

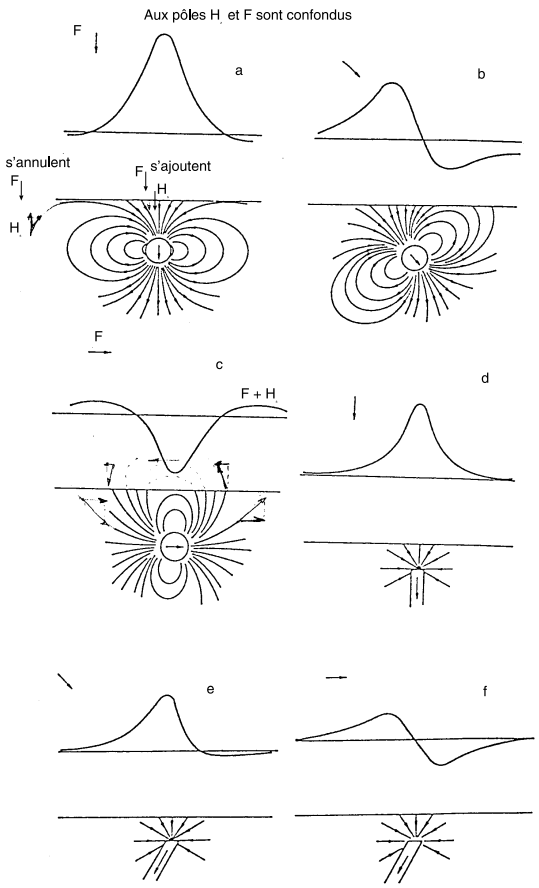
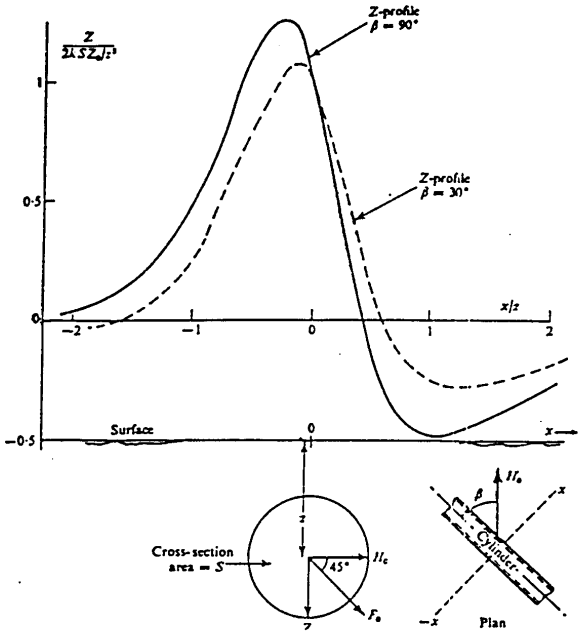


Figure 6.2: Total field anomalies for the dipole and the single pole for geomagnetic field inclinations of 90 $^\circ$, 45 $^\circ$ and 0 $^\circ$. The dipole of (a), (b) and (c) is shown as the field of a homogeneous magnetized spherical body magnetized by induction in the direction of the earth's field. A long thin pipe with a resultant magnitization along its length has free poles only on its two end surfaces. If the diameter is small compared with the depth to the surface and the pipe is long enough the anomaly approximate to that of a single pole ; thus the dip does not affect the form of the anomaly. The difference in shape of the anomalies in (d), (e) and (f) results from resolving of the single pole along different geomatic field directions.

6.3 Le cylindre horizontal



Cylindre infini (2D)

$$Z = \frac{2\pi R^2 k}{r^4}\left[2H_o xz\sin\beta + Z_o(z^2 - x^2)\right] \tag{6.9}$$

Si F est vertical

$$\begin{aligned} Z &= \frac{2\pi R^2 k}{(x^2+z^2)^2}\cdot F(z^2-x^2) \\ &= \frac{2\pi R^2 k}{z^2}\left[\frac{1-x^2/z^2}{(1+x^2/z^2)^2}\right] \end{aligned} \tag{6.10}$$

Cylindre de longueur finie (L=2Y)

$$Z = \frac{2\pi R^2 kY}{r^4(r^2+Y^2)^{3/2}}\cdot\left[H_o(3r^2+2Y^2)\,xz\sin\beta + Z_o\left(Y^2\left(z^2-x^2\right) + r^2\left(2x^2-x^2\right)\right)\right] \tag{6.11}$$

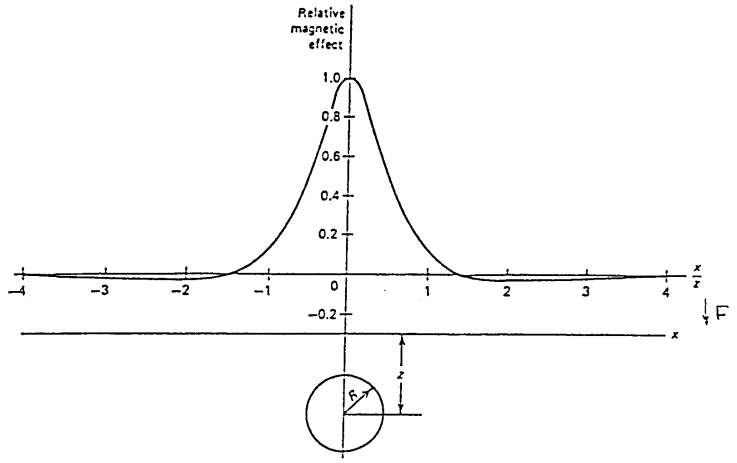


Figure 6.3: Vertical magnetic anomaly from a vertically poralized sphere with center buried at depth z. Magnetic effect is plotted versus horizontal distance divided by depth of center.

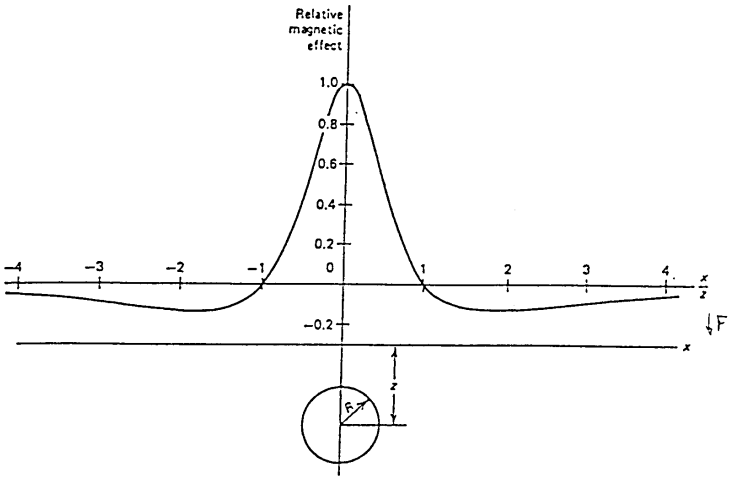


Figure 6.4: Vertical magnetic anomaly from a vertically poralized cylinder along a line on the surface perpendicular to its axis. Magnetic effect is plotted versus horizontal distance x divided by depth z of center.

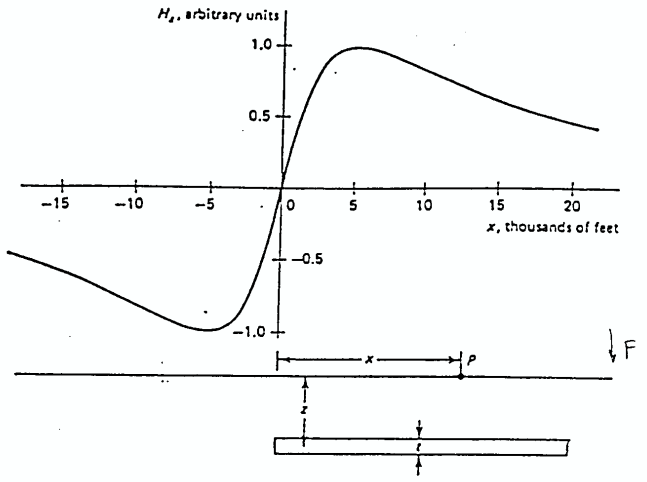


Figure 6.5: Vertical magnetic field from faulted slab of thickness t, vertically poralized , as a function of horizontal distance x from the fault edge.

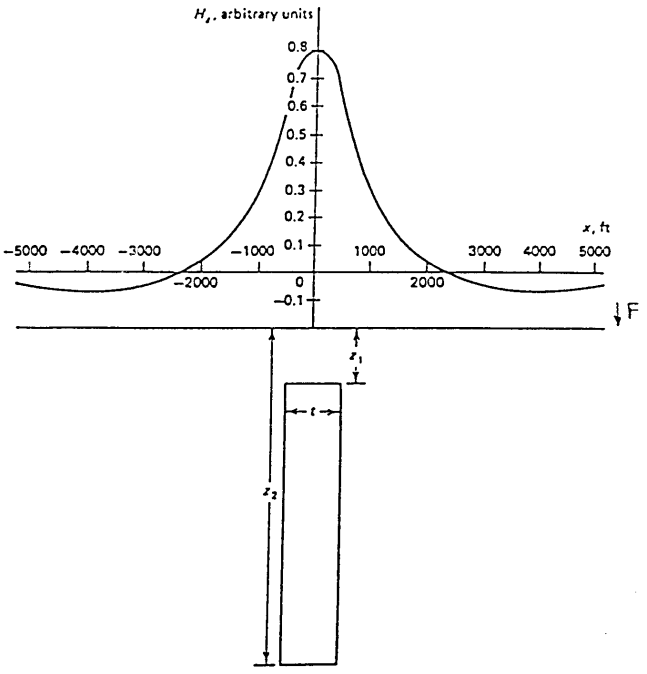


Figure 6.6: Vertical magnetic fiel from vertically poralized vertical magnetic slab (long dimension perpendicular to page) with thickness t, height of top surface z_1 and height of bottom surface z_2.

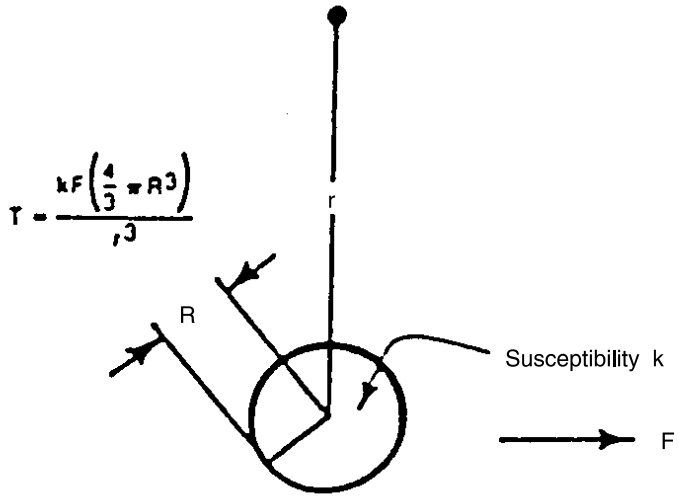


Figure 6.7: Anomaly of sphere in horisontal field

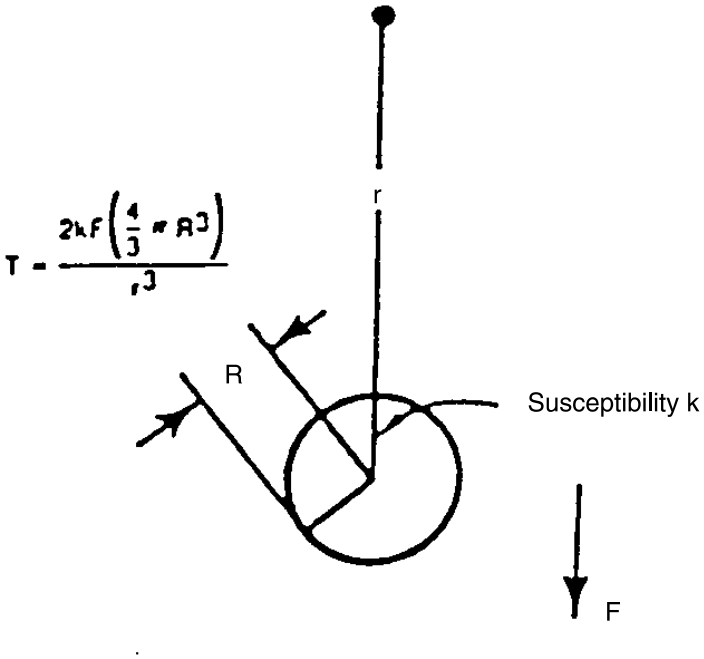
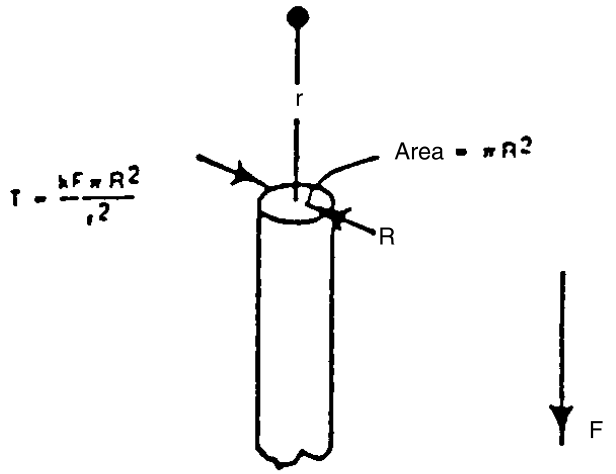
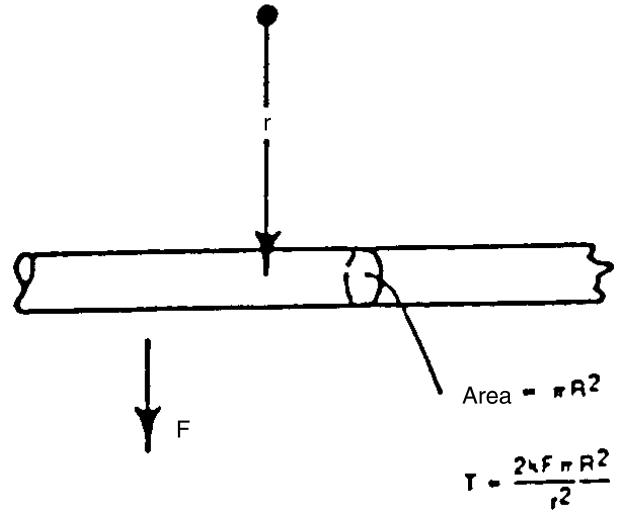


Figure 6.8: Anomaly of sphere in vertical field.



(Note Also valid for end of N-S horizontal cylinder in horizontal field.)



(Note Also valid for E-W horizontal cylinder in horizontal field)

Figure 6.9: Anomaly of vertical and horizontal cylinders.

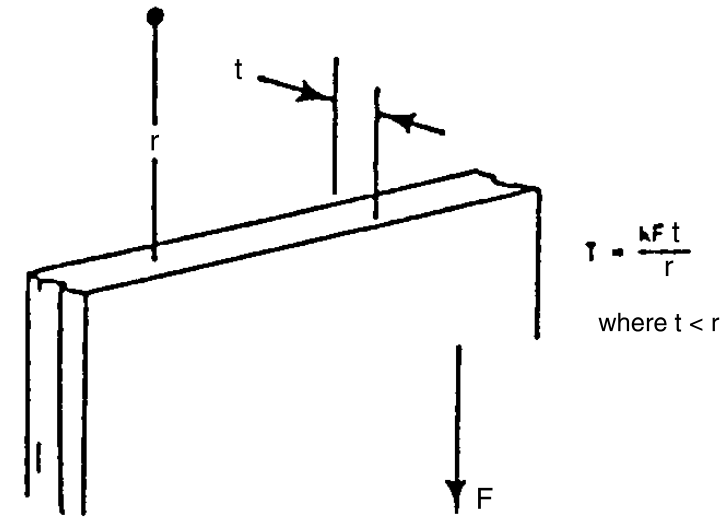


Figure 6.10: Anomaly of narrow vertical dike.

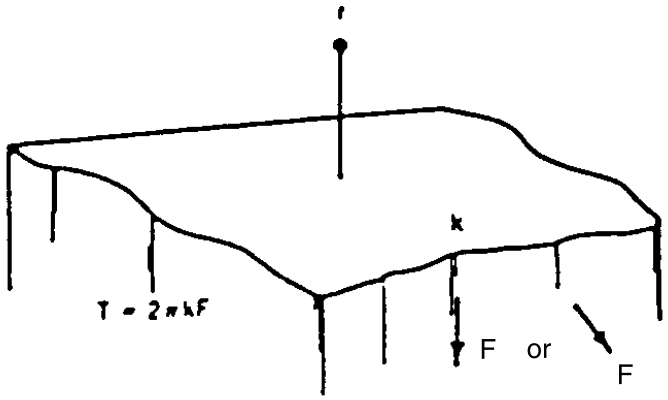
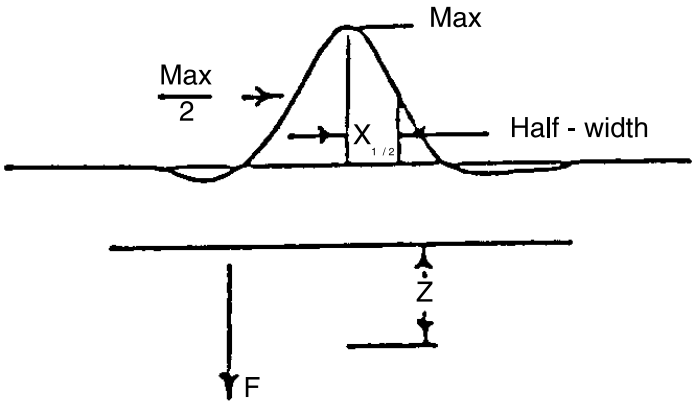


Figure 6.11: Anomaly of semi-infinite slab.



Sphere (dipole)	$Z = 2\,X_{1/2}$
Vertical cylinder (monopole)	$Z = 1.3\,X_{1/2}$
Edge of narrow dike (line of monopole)	$Z = X_{1/2}$
Horizontal cylinder (line od dipoles)	$Z = 2\,X_{1/2}$

Figure 6.12: Half-width rules-vertical field.

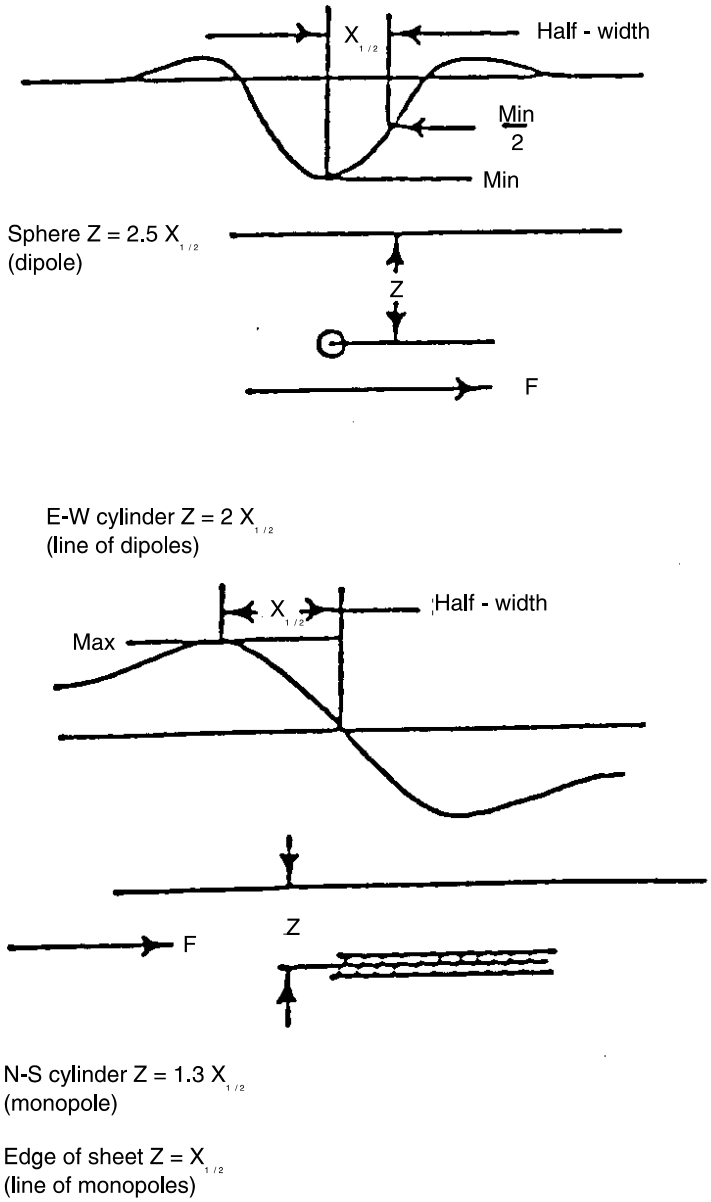


Figure 6.13: Half-width rules-horizontal field (equatorial).

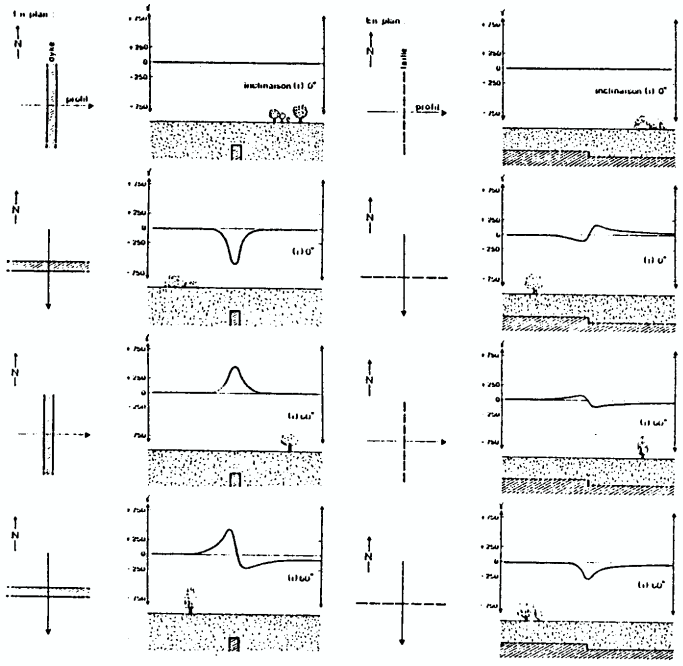


Figure 6.14: Anomalies (A) sur dykes verticaux paramagnétiques et (B) sur failles verticales. D'après M.B. Dobrin et C.H. Savit, 1988.

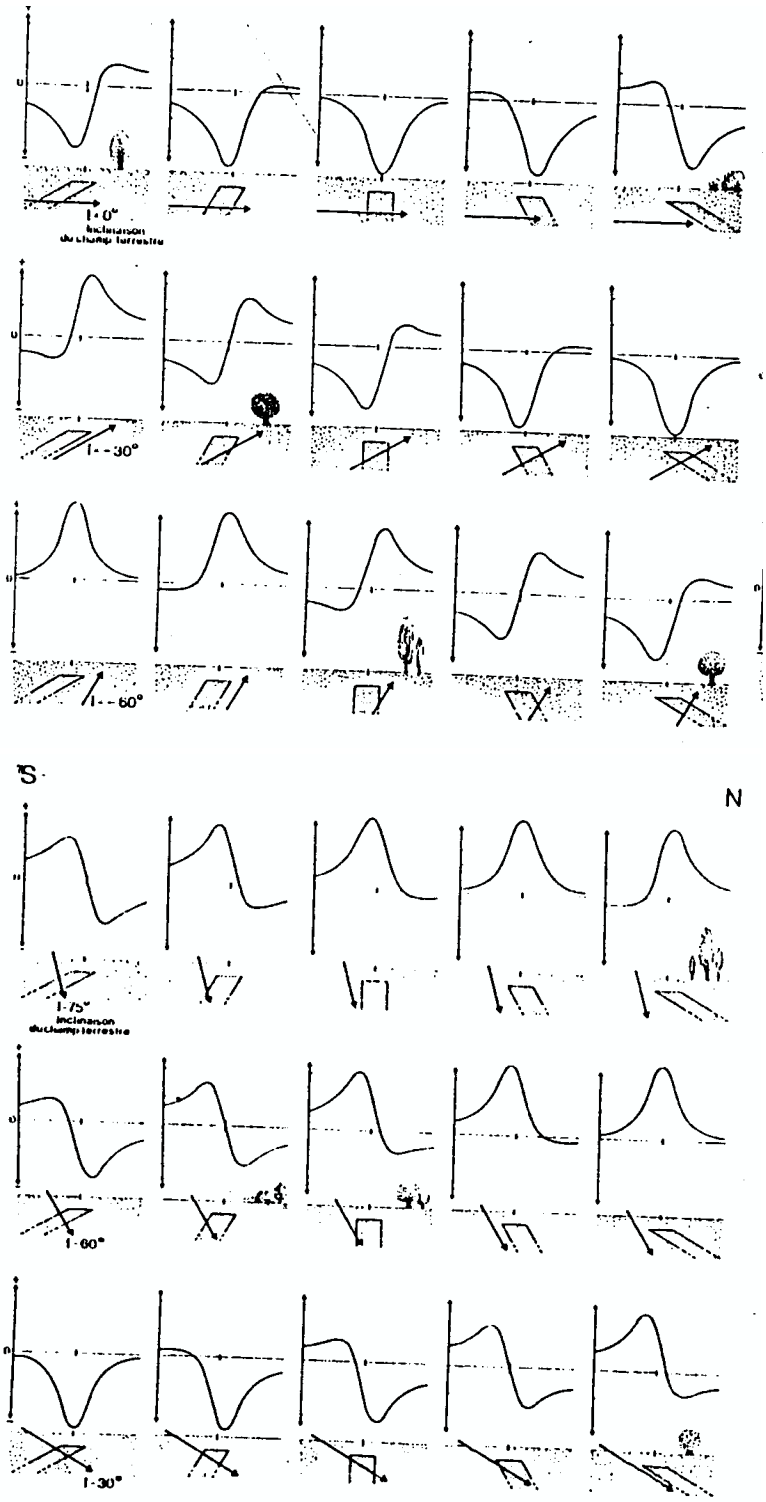
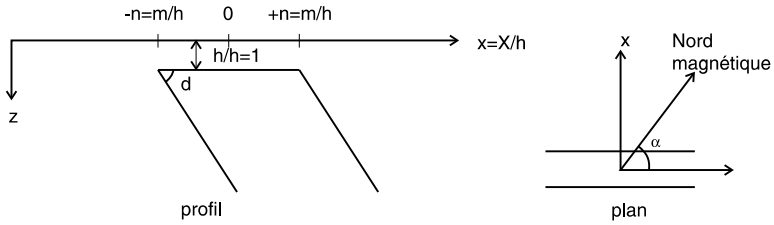


Figure 6.15: Allure des anomalies du champ total sur dykes paramagnétiques. D'après D.S. Parasnis, 1986.

Chapitre 7

La demi-pente de Peters

Détermination de la profondeur du toit d'un dyke à partir de l'anomalie magnétique qu'il produit.



L'anomalie magnétique d'un dyke infini est donné par :

$$\Delta \begin{vmatrix} V \\ H \\ T \end{vmatrix} = 2KT_0 \left\{ \begin{vmatrix} A \\ B \\ C \end{vmatrix} \theta + \begin{vmatrix} B \\ -A \\ D \end{vmatrix} L \right\} \tag{7.1}$$

où :
ΔV = anomalie verticale
ΔH = anomalie horizontale
ΔT = anomalie champ total
K = susceptibilité magnétique du dyke
T_0 = intensité du champ terrestre
A, B, C et D = constantes d'orientation du champ varient de +1 à -1.
$\theta = \arctan(x+n) - \arctan(x-n)$ fonction symétrique par rapport à $x = 0$
$L = \log \left[\frac{(x+n)^2+1}{(x-n)^2+1} \right]^{1/2}$ fonction antisymétrique par rapport à $x = 0$
m = demi-largeur du dyke
h = profondeur du toit
$n = m/h$
$x = X/h$ où X est la position par rapport au centre du dyke

Avec

$$A = \sin i \times \sin^2 d + \cos i \times \sin \alpha \times \sin d \quad (7.2)$$
$$B = \sin i \times \sin d \times \cos d - \cos i \times \sin \alpha \times \sin^2 d \quad (7.3)$$
$$C = A \sin i + B \sin \alpha \times \cos i \quad (7.4)$$
$$D = B \sin i - A \sin \alpha \times \cos i \quad (7.5)$$

où
i = inclinaison du champ magnétique local
d = pendage du dyke
α = angle entre la direction du dyke et le nord magnétique
Comment à partir de tout cela obtenir la profondeur du dyke ?
Nous allons montrer qu'il est possible de relier la profondeur d'affaissement du dyke à la distance entre les 2 points du profil magnétique produit où la pente est égale à la demi-pente maximale de la courbe.
Etudions une anomalie symétrique. Le terme L de l'équation 7.1 est nul et on obtient :

$$\Delta = 2KT_0W[\arctan(x+n) - \arctan(x-n)] \quad (7.6)$$

où $W = A, B$ ou C selon le type d'anomalie
La pente (S) de la courbe sera :

$$\begin{aligned} S &= \frac{d\Delta}{dx} \\ &= 2KT_0W \left\{ \frac{1}{1+(x+n)^2} - \frac{1}{1+(x-n)^2} \right\} \\ &= -8KT_0Wn \left\{ \frac{x}{x^4 - 2(n^2-1)x^2 + (n^2+1)^2} \right\} \end{aligned} \quad (7.7)$$

La pente maximale s'obtient aux points d'inflexions x_i pour lesquels la dérivée de la pente est nulle, c'est à dire :

$$\left. \frac{dS}{dx} \right|_{x_i} = 0 \quad (7.8)$$

La dérivée est donnée par :

$$\frac{dS}{dx} = 8KT_0Wn \left\{ \frac{3x^4 - 2(n^2-1) - (n^2+1)^2}{x^4 - 2(n^2-1)x^2 + (n^2+1)^2} \right\} \quad (7.9)$$

si $\frac{dS}{dx} = 0$, alors les points d'inflexion seront :

$$x_i = \pm \sqrt{\frac{1}{3}\left[(n^2-1) + 2\sqrt{n^4+n^2+1}\right]} \quad (7.10)$$

La position des points d'inflexion n'est donc fonction que de n soit le rapport entre la demi-largeur du dyke et sa profondeur d'enfouissement.

De l'équation 7.10 on obtient :

$$n = \sqrt{-(x_i^2+1) + 2x_i\sqrt{x_i^2+1}} \tag{7.11}$$

et par substitution de l'équation 7.10 et 7.11 dans 7.9, on trouve la perte maximum :

$$S_{max} = -KT_0Wn\frac{1}{x_i}\left[\frac{1}{(x_i^2+1) - x_i\sqrt{x_i^2+1}}\right] \tag{7.12}$$

Si on cherche les points $x_{i/2}$ où la pente est égale à la demi-pente maximum :

$$S(x_{i/2}) = S_{max} = S(x_i) \tag{7.13}$$

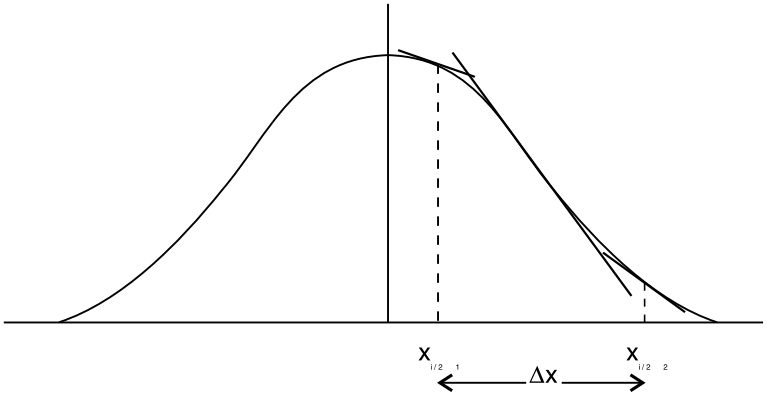
de 7.9 et 7.12, on obtient

$$\frac{8x_{i/2}}{x_{i/2}^4 - 2(n^2-1)x_{1/2}^2 + (n^2+1)^2} = \frac{1}{2x_i}\left[\frac{1}{(x_i^2+1) - x_i\sqrt{x_i^2+1}}\right] \tag{7.14}$$

ce qui revient à

$$x_{i/2}^4 - 2(n^2-1)x_{i/2}^2 - 16x_{i/2}x_i\left[x_i^2+1-x_i\sqrt{x_i^2+1}\right] + (n^2+1)^2 = 0 \tag{7.15}$$

Nous avons vu en 7.10 que $x_i = f(n)$ donc $x_{i/2} = f(n)$.
La position de spoints où la pente est égale à la demi-pente maximum n'est fonction que de la demi-largeur du dyke (m) èt de sa profondeur d'enfouissement (h).
Que peut-on tirer de ceci ?



Si on connait n, on peut trouver $x_{i/2\,1}$ et $x_{i/2\,2}$ à l'aide de l'équation 7.15.
En définissant $\Delta x = |x_{i/2\,1} - x_{i/2\,2}|$, on peut obtenir $\Delta x = f(n) = cte$ pour un dyke donné.

$$\left|x_{i/2\,1} - x_{i/2\,2}\right| = f(n) \tag{7.16}$$

$$\left|\frac{X_{i/2\,1}}{h} - \frac{X_{i/2\,2}}{h}\right| = f(n) \quad \text{car } x = \frac{X}{h} \tag{7.17}$$

d'où

$$h = \frac{\left|X_{i/2\,1} - X_{i/2\,2}\right|}{f(n)} \tag{7.18}$$

En mesurant la distance entre les 2 points où la pente égale la demi-pente maximum et en connaissant n on peut donc trouver la profondeur d'enfouissement du dyke.
De l'équation 7.15 on peut tirer :

n	Δx
0	1.213
0.1	1.220
0.5	1.352
1.0	1.587
1.4	1.735
2.0	1.860
2.5	1.911
10.0	1.996
∞	2.0

Pour évaluer n, on se servira de la forme de la courbe.
- Lorsque m/h est petit, la courbe est aigue et les points d'inflexion sont près du sommet, on choisira $\Delta x = 1.2$.
- Lorsque m/h est près de 1, la courbe est modérément aïgue et les points d'inflexion sont vers le centre des flancs, on choisira $\Delta x = 1.6$.
- Lorsque m/h est plus grand que 1, la courbe montre un plateau et on choisira $\Delta x = 2.0$

Chapitre 8

Prospection

8.1 La prospection magnétique

– Basée sur le champ magnétique terrestre et sur la susceptibilité magnétique des minéraux composant les roches.
– La susceptibilité est la propriété qu'ont certains matériaux à devenir aimantés en présence d'un champ magnétique ambiant et à créer un champ magnétique secondaire.
– La prospection magnétique consiste donc à chercher et à localiser les roches, les formations, les gisements par les anomalies ou variations locales qu'ils produisent dans le champ terrestre.
– La plupart des minéraux ont une susceptibilité magnétique très faible ou même nulle sauf la magnétite (Fe_3O_4) et quelques minéraux plus rares.
– Heureusement, la magnétite est présente dans presque toutes les roches en quantité plus ou moins grande, une fraction de 1% étant détectable.
– La teneur en magnétite a tendance à être à peu près constante dans une même formation quoiqu'elle peut varier d'une formation de même type de roche à une autre.

Même si la présence de minéraux magnétiques est facilement détectable par la prospection magnétique, il est généralement impossible d'évaluer les possibilités économiques d'un gisement en se basant sur les données magnétiques seules.
La magnétite a une susceptibilité de beaucoup supérieure aux autres matériaux ferriques et les données magnétiques reflètent surtout sa concentration. Ainsi une faible quantité de magnétite dans une roche non-magnétique peut donner une anomalie beaucoup plus importante qu'un dépôt.
– En général, plus une roche est basique, plus la teneur en magnétite est haute, donc plus la susceptibilité est haute.
– La gamme de valeurs posibles de la susceptibilité d'un type de roche est relativement large et recouvre les valeurs d'autre type de roches. Il est donc impossible d'identifier avec certitude la roche en se basant seulement sur sa susceptibilité.

8.1.1 Utilisation de la méthode magnétique

Exploration minière

1. Détection directe
   - Gisement de fer magnétique, magnétite.
   - Gisement d'amiante (les fibres sont intimement associées avec la magnétite et se trouvent dans les roches très basiques).
2. Détection directe
   - Nickel associé avec des roches basiques.
   - Minéralisation généralement associée à des structures (failles, plissements, intrusifs, etc.).
3. Cartographie
   - Utilisation la plus importante tant au sol qu'aéroporté, tant local que régional.
   - Permet d'interpoler entre les affleurements sans être obligé de forer ou de creuser.

Exploration pétrolière

1. Études des bassins sédimentaire à partir des anomalies causées par des structures du socle ou à sa topographie (figure 8.6, 8.7, 8.8, 8.9, 8.10, 8.11 et 8.12).
2. Détection indirecte : pièges structuraux (failles, plis).

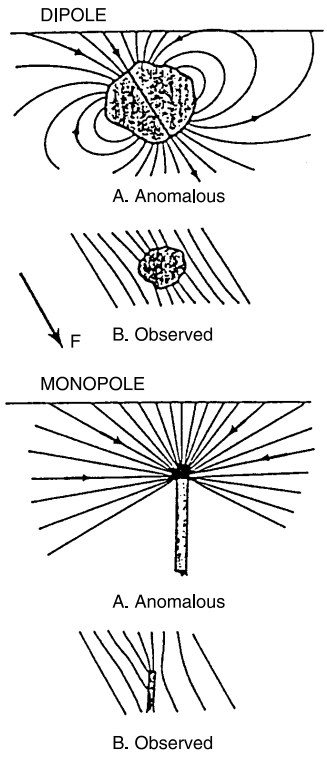


Figure 8.1: Total field lines of flux.

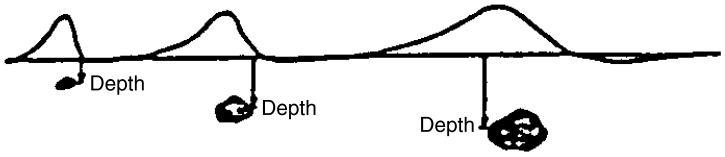


Figure 8.2: Effect of depth on anomaly width.

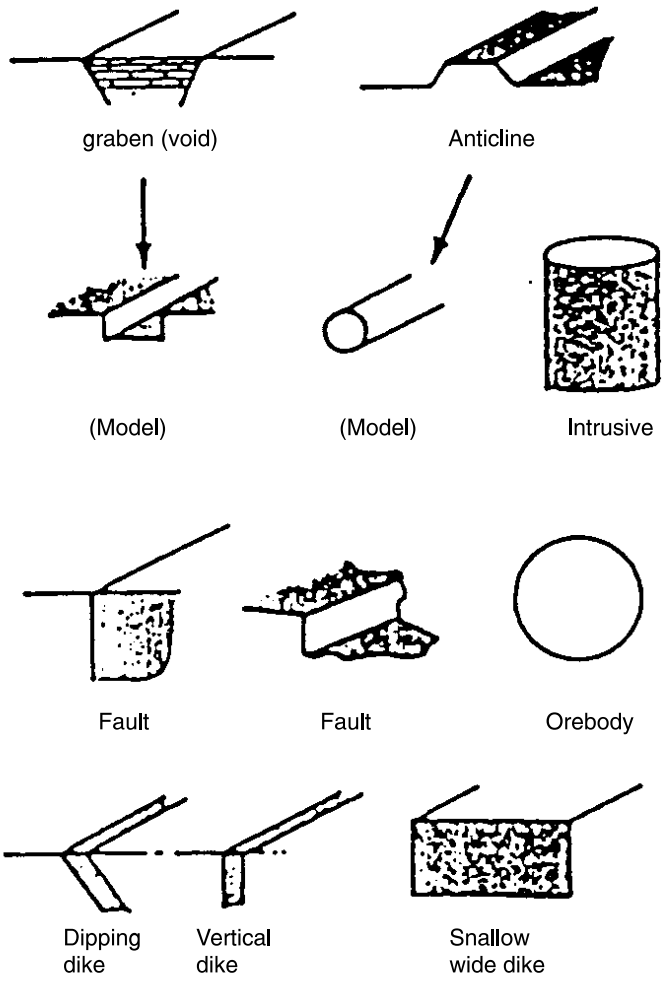


Figure 8.3: Model of common magnetic anomaly sources.

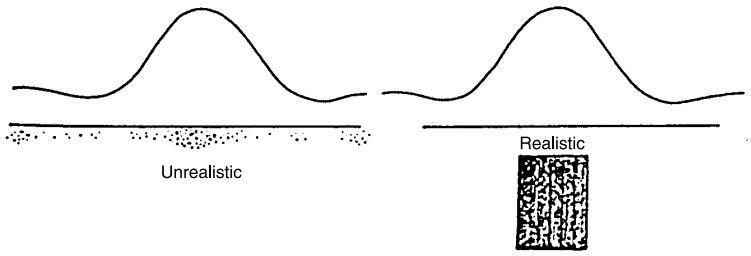


Figure 8.4: Possible sources producting same anomaly.

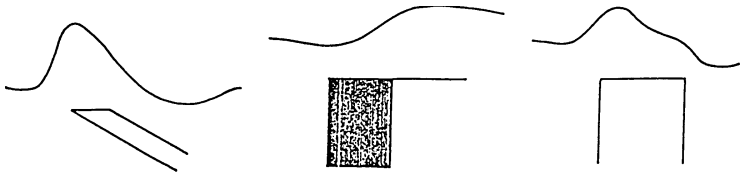


Figure 8.5: Typical anomalies for simple geologic models.

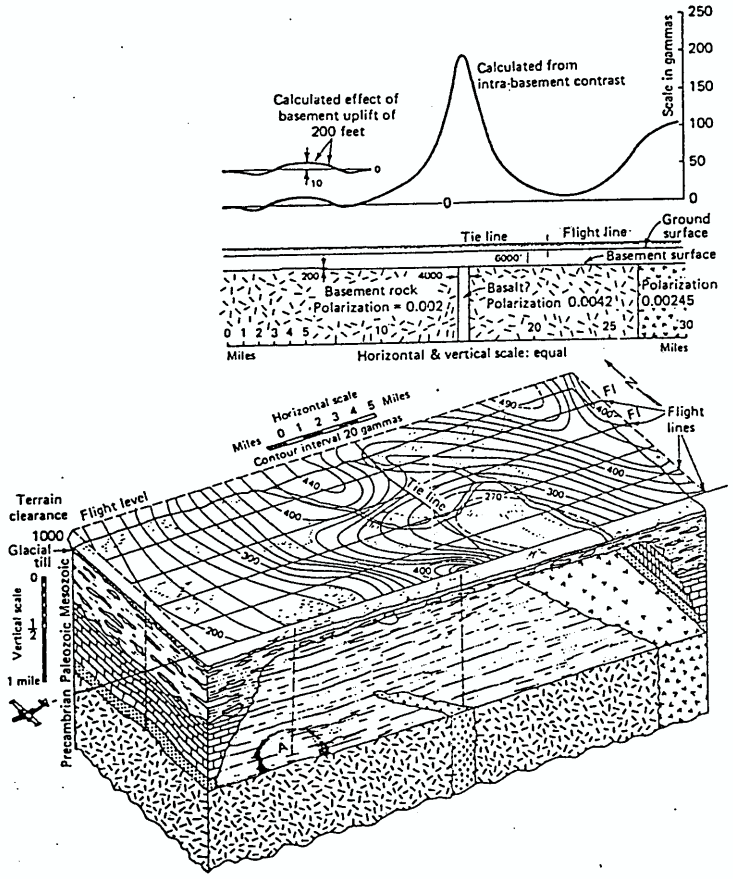


Figure 8.6: General plan of operation of airborne magnetic survey, showing flight-line pattern, flight-line profile on line indicated by airplane, magnetic contour map, and geological section as interred from interpretation of magnetic data. (From Nettleton, 1950 ; by permission of Oil in Canada.)

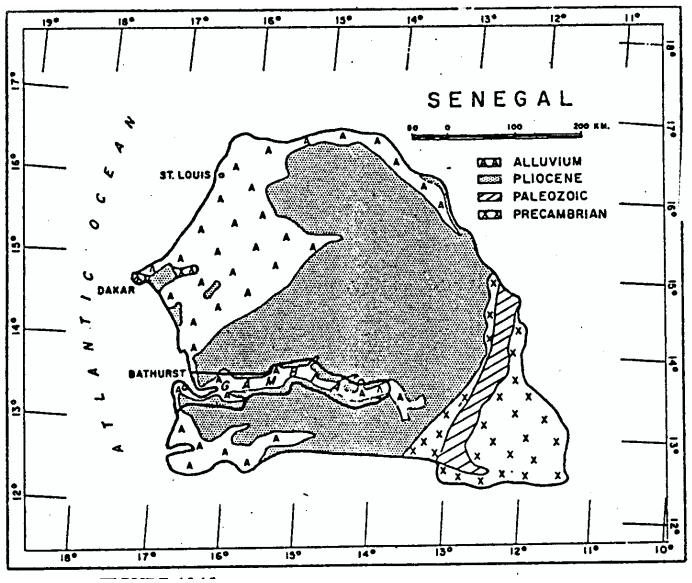


Figure 8.7: Geologic map of Senegal.(From Nettleton, 1962 ; by permission of the American Association of Petroleum Geologists.)

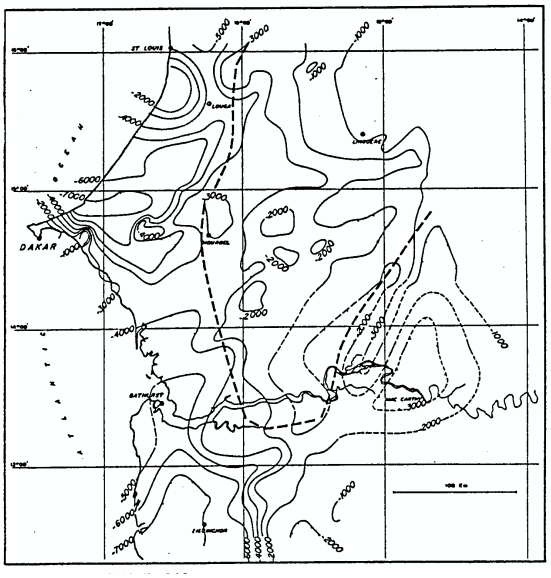


Figure 8.8: Basement-depth map, Senegal, calculated from reconnaissance aeromagnetic survey ; contour interval , 1000 m. Dashed line is outline of Central Basin Platform. (From Nettleton, 1962 ; by permission of the American Association of Petroleum Geologists.)

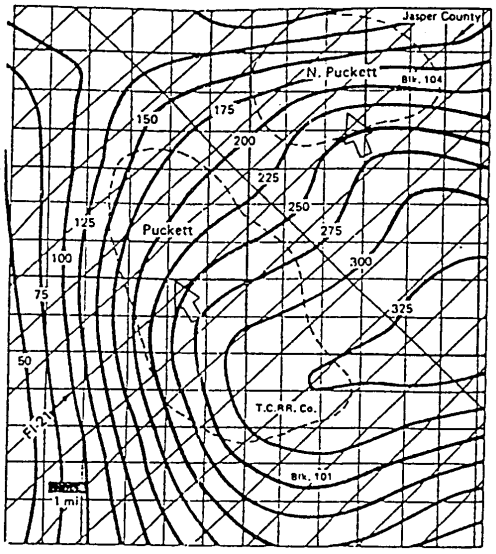


Figure 8.9: Puckett oil field ; observed aeromagnetic map. (From Steenland, 1965 ; By permission of the Society of Exploration Geophysicists.)

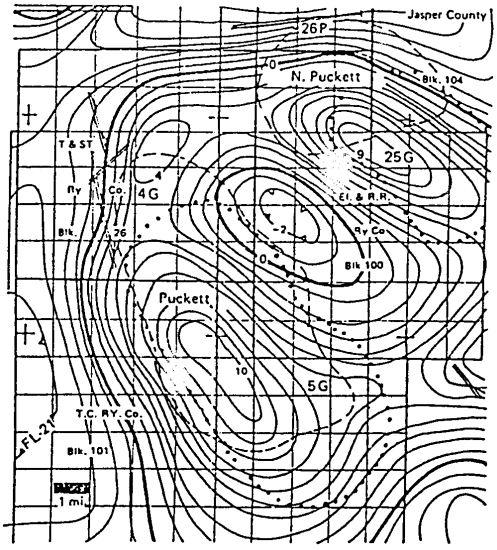


Figure 8.10: Puckett oil field ; second-vertical-derivate map, contour interval 1×10^{-15} egs units. (From Steenland, 1965 ; By permission of the Society of Exploration Geophysicists.)

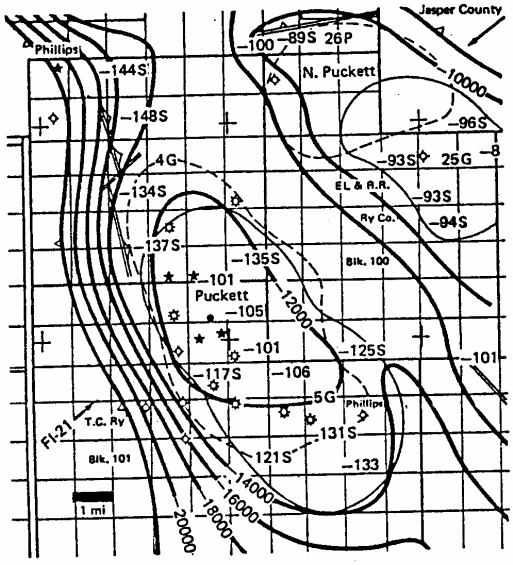


Figure 8.11: Puckett Field ; magnetic basement map of 1958, contour 2000 ft with possible local sturctures and oil fields indicated by dashed outlines. October 1963. (From Steenland, 1965 ; by permission of the Society of Eploration Geophysicists.)

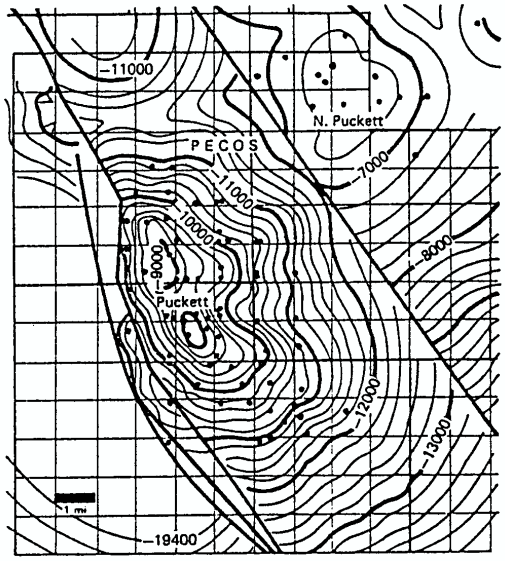


Figure 8.12: Puckett Field, subsurface contours on the Ellenburger, Showing structure from drilling. (From Steenland, 1965 ; by permission of the Society of Eploration Geophysicists.)

8.1.2 Signature magnétiques de différentes sturctures

1. Failles
   - Mouvement latéral : déplacement latéral de l'axe d'allongement des anomalies magnétiques. (figure 8.13 et 8.14)
   - Mouvement vertical : gradient important au-dessus du plan de faille.
2. Contacts
   - Changement de comportement du champ magnétique passe de perturbé à calme ou vice versa.
   - Le contact est généralement indiqué par le gradient ± fort des lignes de contour. (figure 8.15, 8.16 et 8.17)
3. Intusions
   - Patrons circulaires de roches magnétiques dans des roches non-magnétiques (ou l'inverse). (figure 8.18 et 8.19)
4. Dykes de diabase
   - Contours linéaires fermés et étroit de très forte intensité bien mis en relief par les cartes de gradient vertical. (figure 8.21 et 8.22)
5. Plis
6. Formation de fer
   - Dans les roches sédimentaires ou volcaniques métamorphisées. (figure 8.25 et 8.26)
7. Degré de métamorphisme
   - Altération de volcanisme ultramafiques en serpentine. (figure 8.20)
8. Détection directe
   - Anomalies associées directement à la magnétite et à la pyrrhotine.

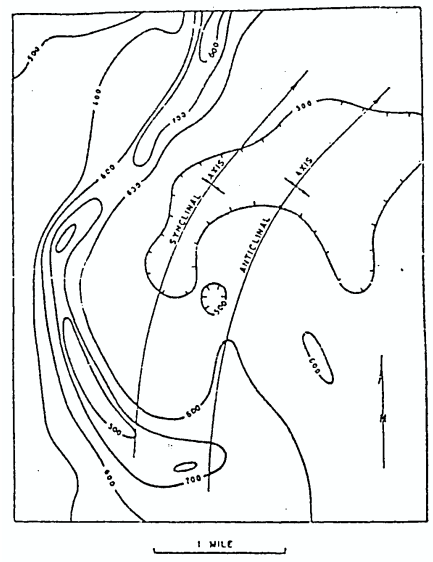


Figure 8.13: Aeromagnetic contours outlining a belt of basic volcanic rocks, to the left.

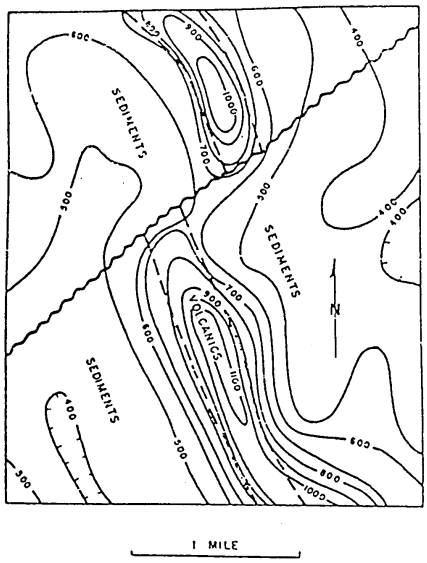


Figure 8.14: The abrupt horizontal displacement of magnetic contours is indicative of a fault in the underlying rocks.

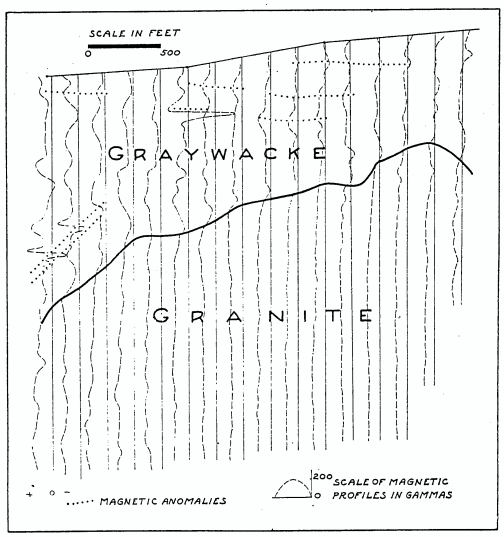


Figure 8.15:

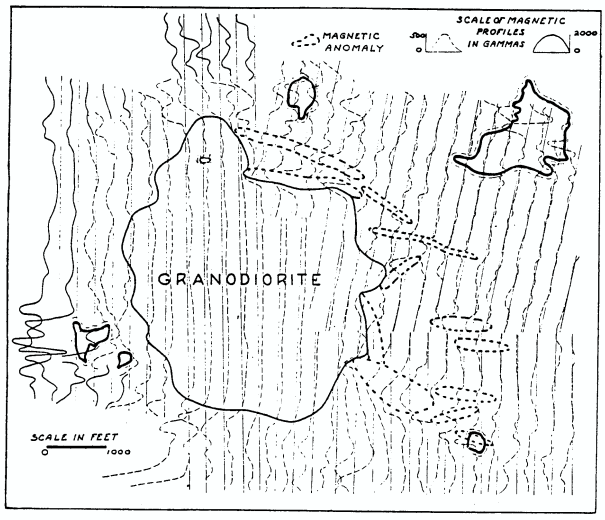

MAGNETIC ANOMALY
SCALE OF MAGNETIC PROFILES IN GAMMAS
500
0
2000
0
GRANODIORITE
SCALE IN FEET
0
1000

Figure 8.16:

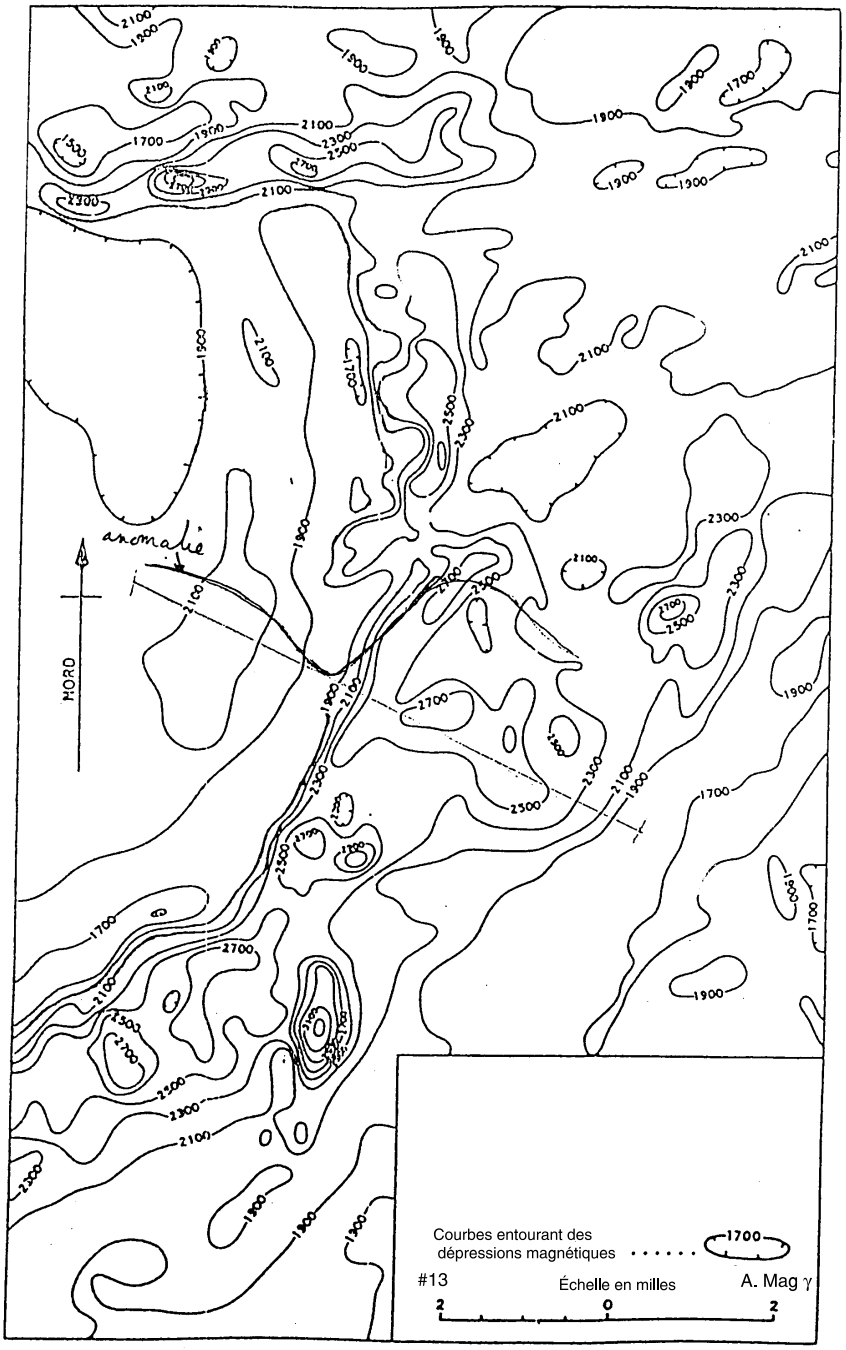


Figure 8.17: Faille + contact

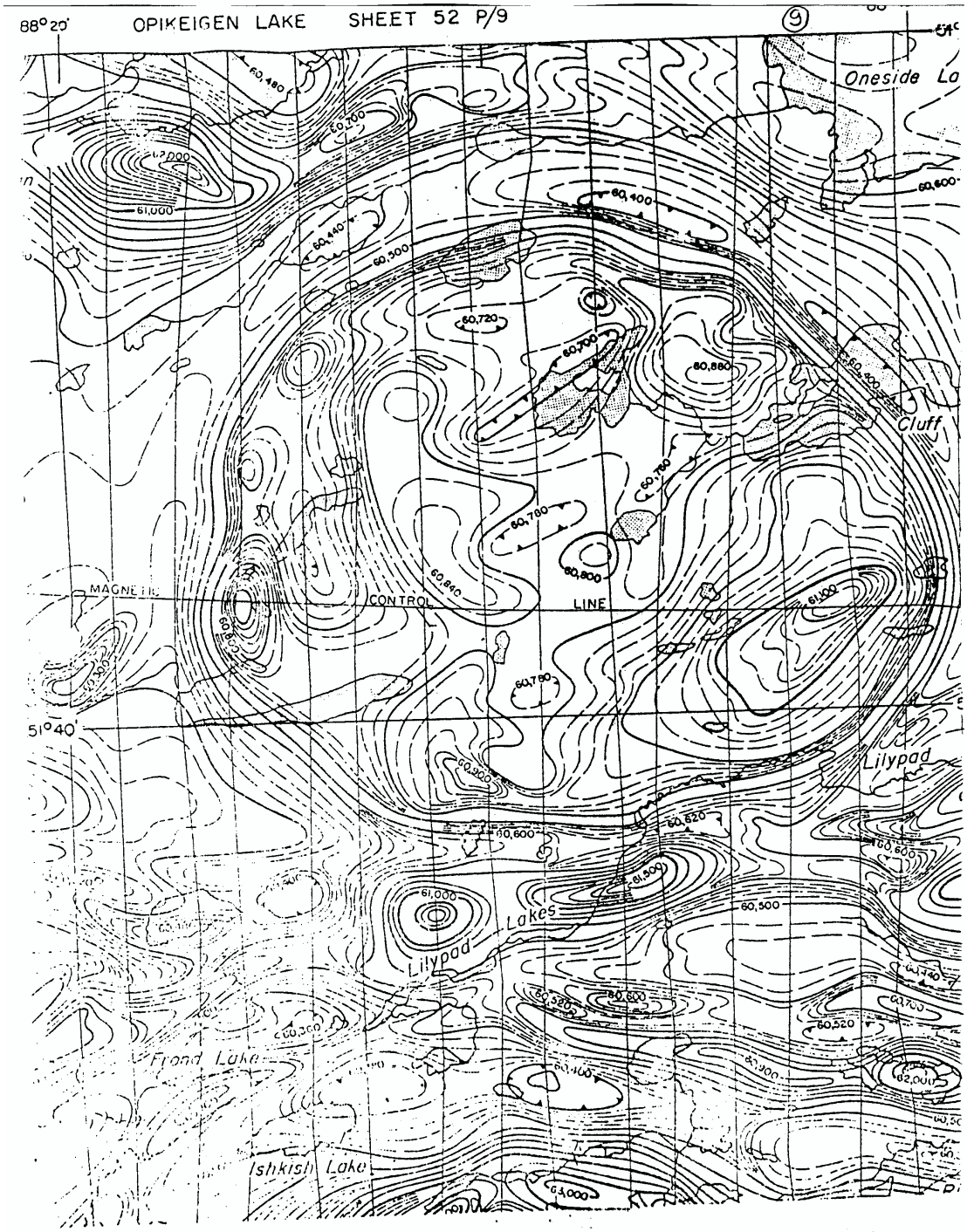

88°20'
OPIKEIGEN LAKE SHEET 52 P/9
9
Oneside La
Cluff
MAGNETIC CONTROL LINE
51°40'
Lilypad
Lakes
Lilypad
Frond Lake
Ishkish Lake
61,000
60,600
60,500
60,520
60,300

Figure 8.18:

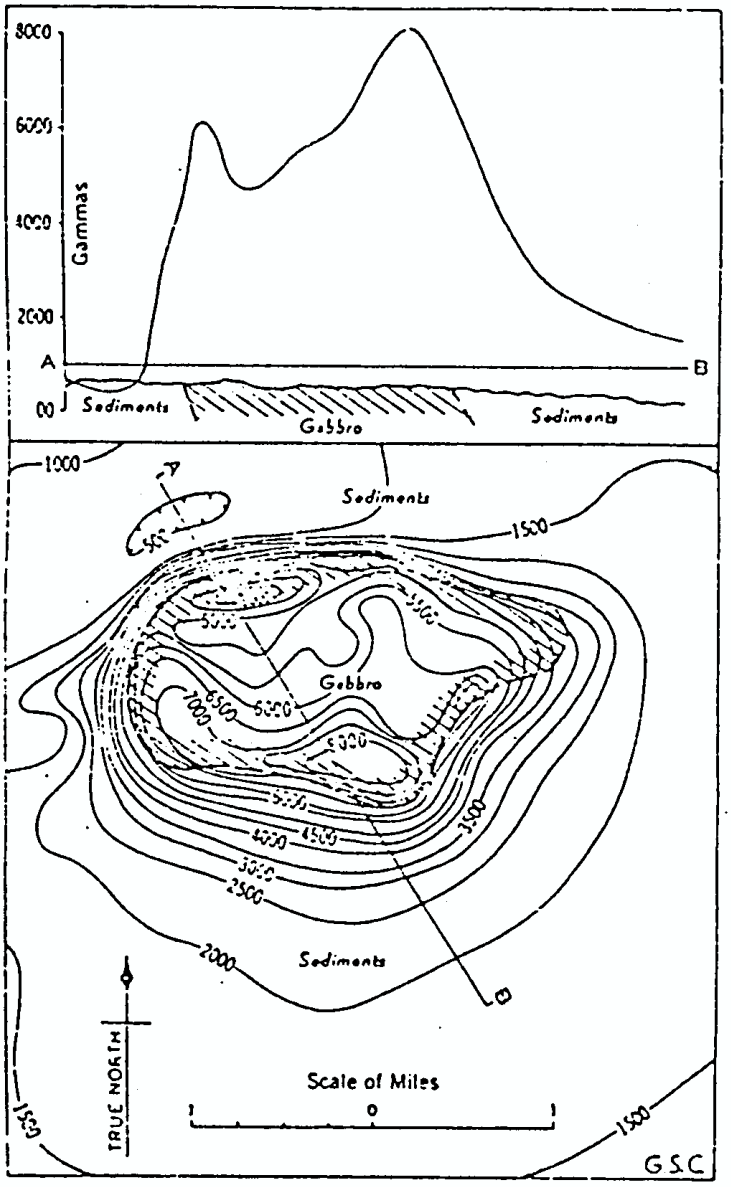


Figure 8.19: An example of a weel-behaved anomaly in Newfounland.

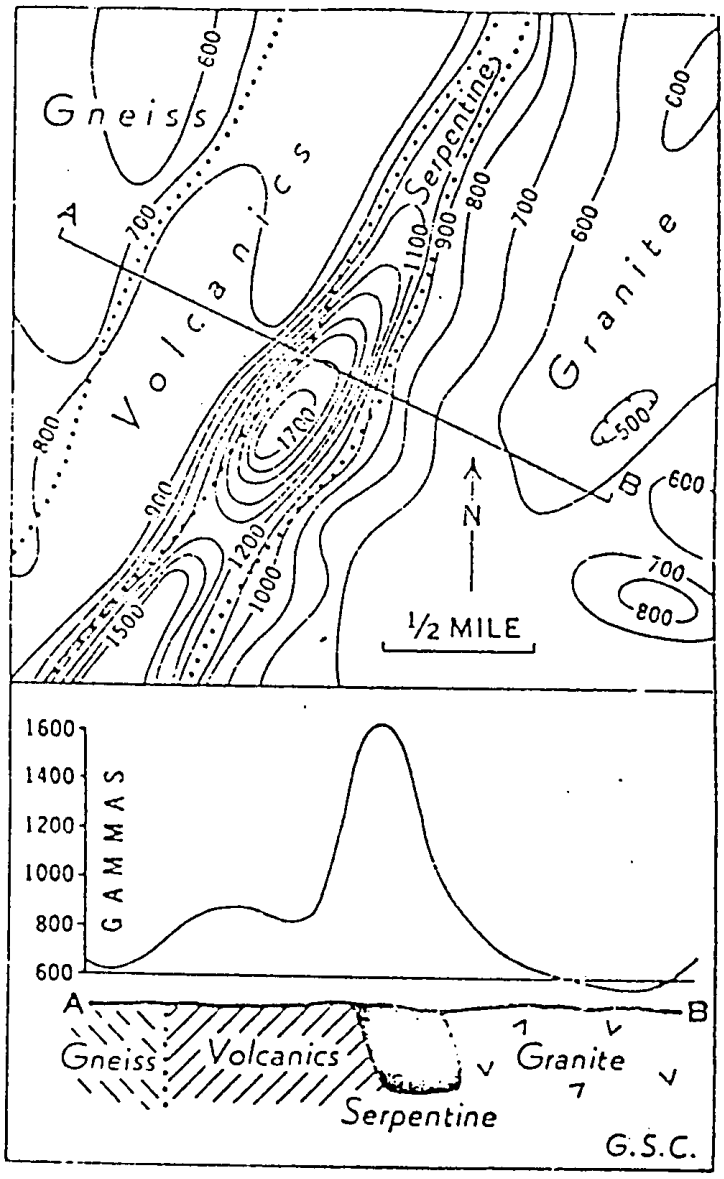


Figure 8.20: Plan and profile showing the magnetic field over a serpentinized peridotite still in Newfoundland. The curves fill the theorical requirements quite closely.

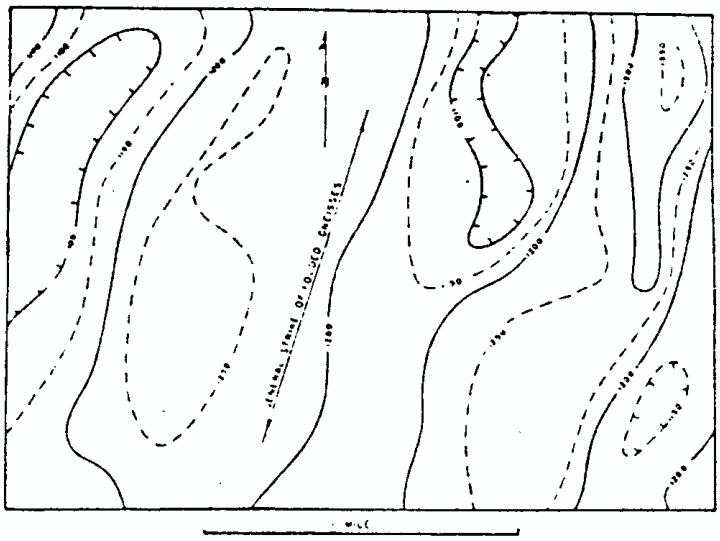


Figure 8.21: Typical total intensity field over Grenville-type gneisses in Quebec.

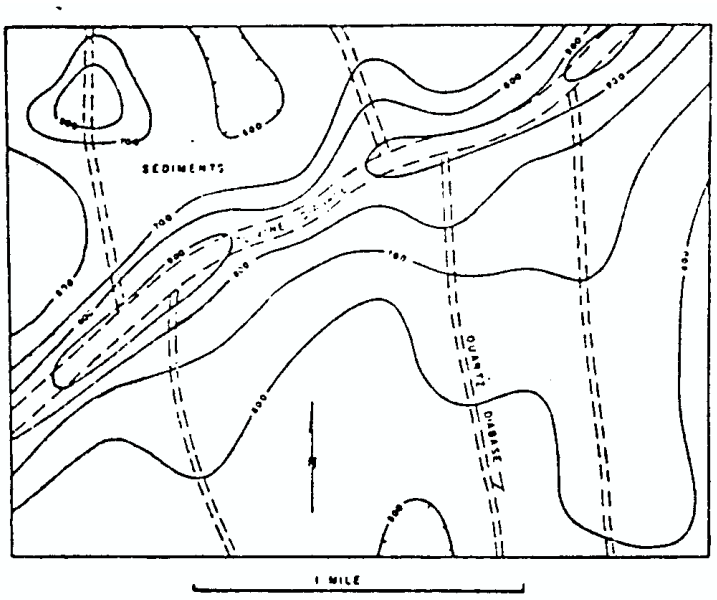


Figure 8.22: Two types of diabase cutting strata in northern Ontario. The quartz diabase causes very little magnetic disturbance, and only the low magnetic relief of the country rock permits the identification of these dykes.

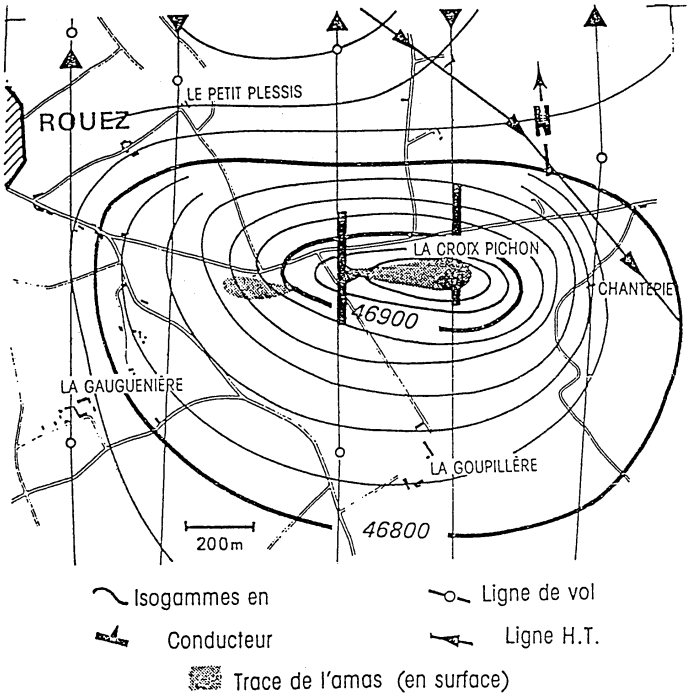


Figure 8.23:

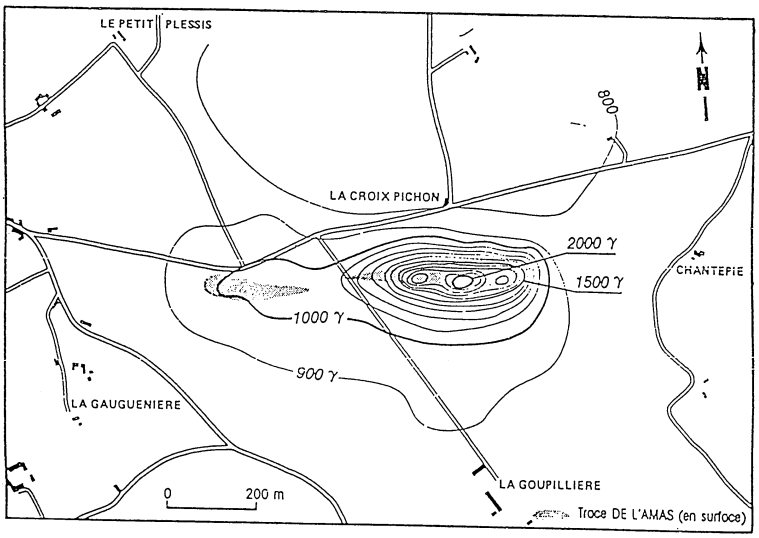


Figure 8.24: Anomalie magnétique au sol.

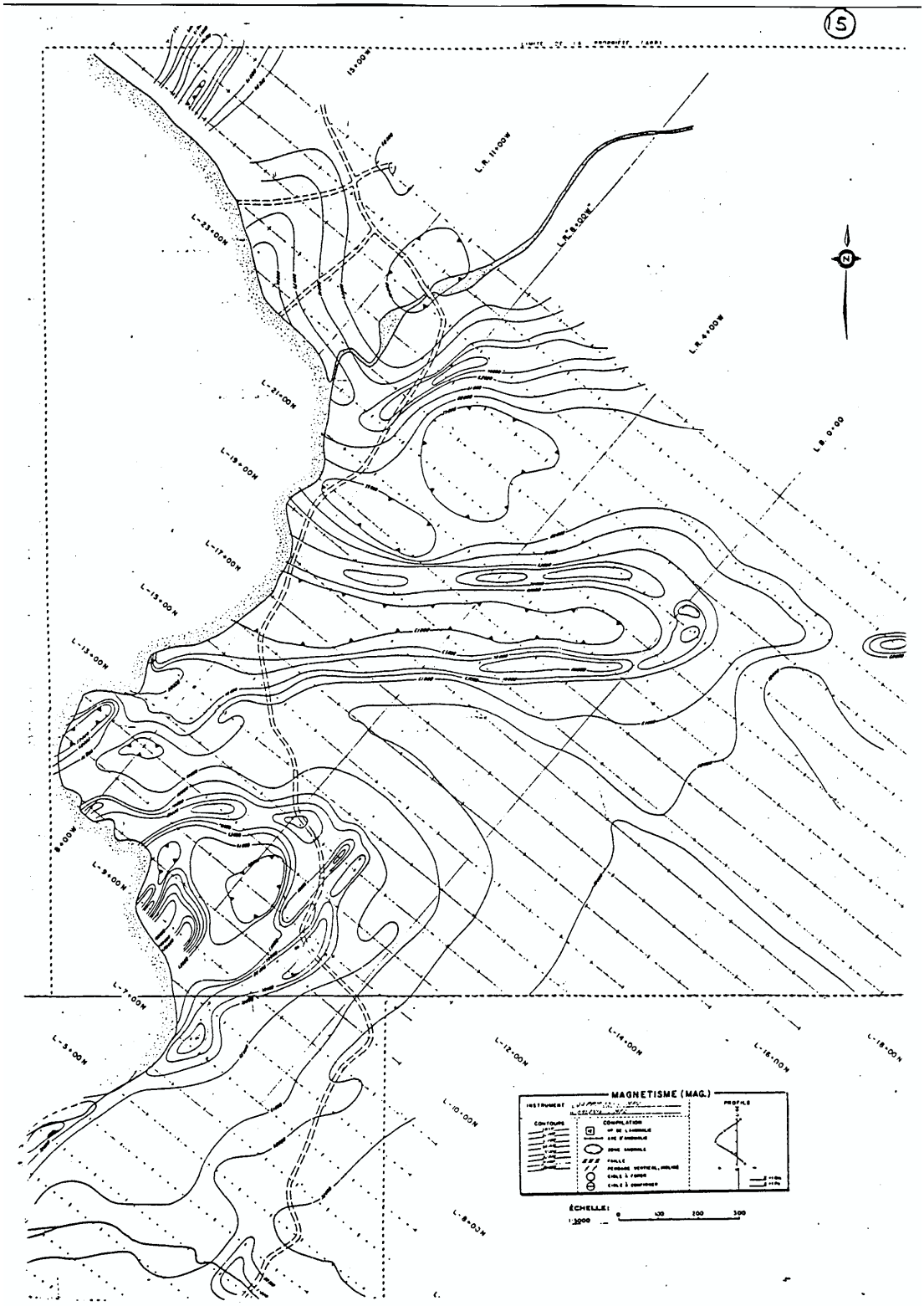

15
MAGNETISME (MAG.)
INSTRUMENT
PROFILE
CONTOURS
COMPILATION
ÉCHELLE:
1:1000
0
100
200
300

Figure 8.25:

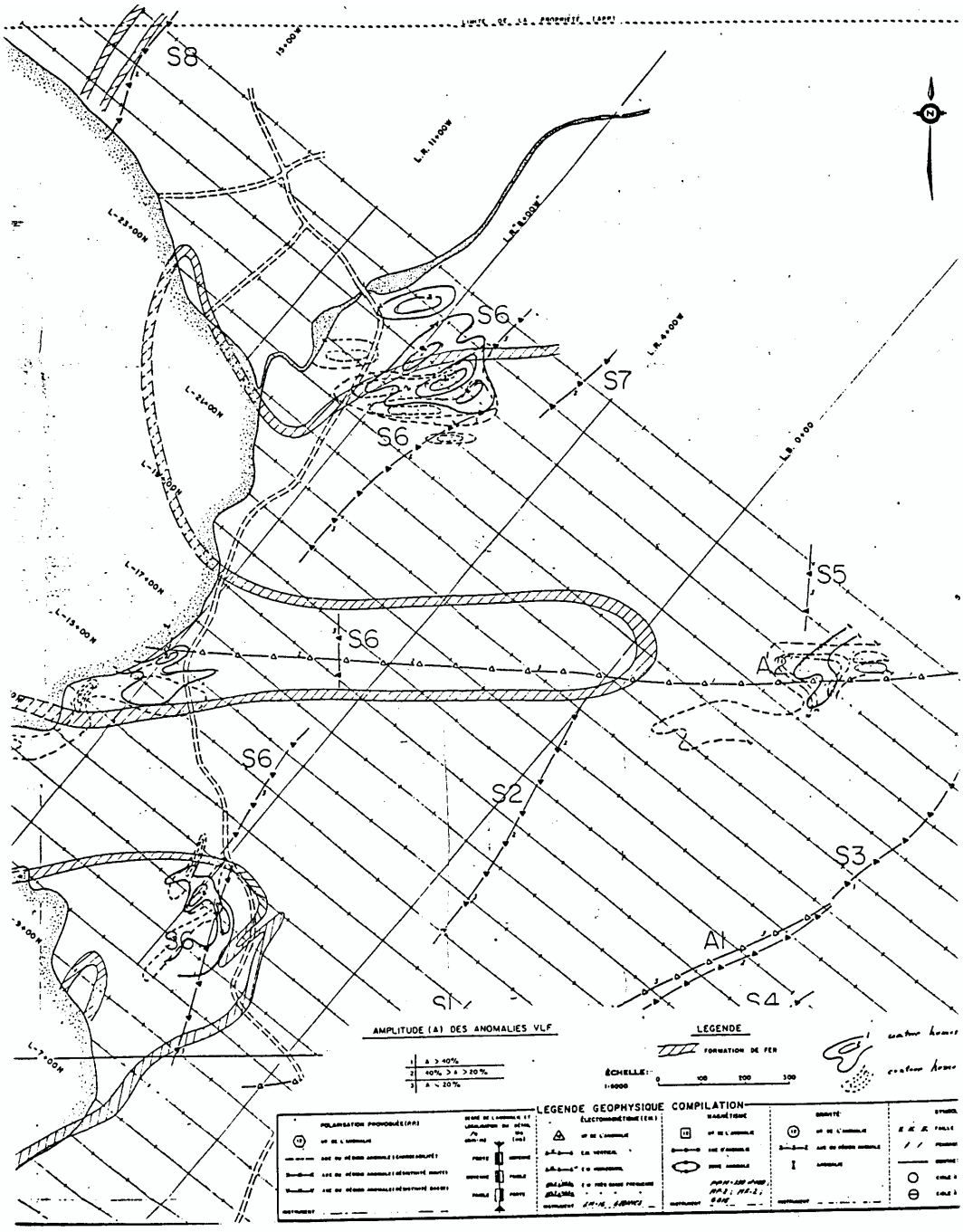

S8
S6
S7
S6
S5
S6
S6
S2
S3
A1
A2
S1
S4
AMPLITUDE (A) DES ANOMALIES VLF
LEGENDE
FORMATION DE FER
ÉCHELLE:
LEGENDE GEOPHYSIQUE COMPILATION

Figure 8.26:

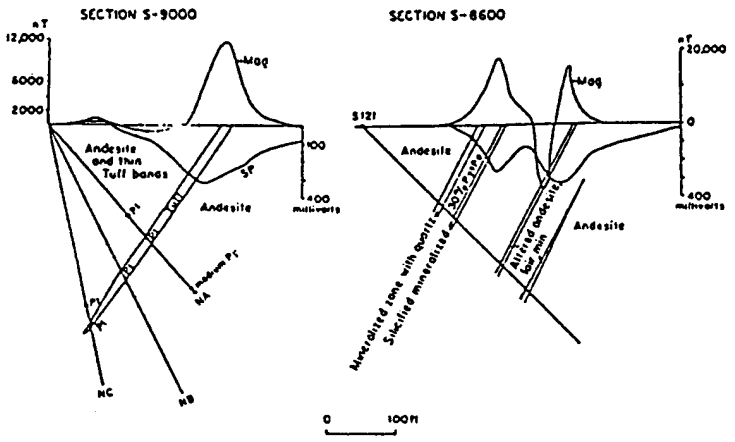


Figure 8.27: Magnetometer ans S.P profiles over Au-Bearing tuff horizons, Madsen Mine, Red Lake, Ontario

.

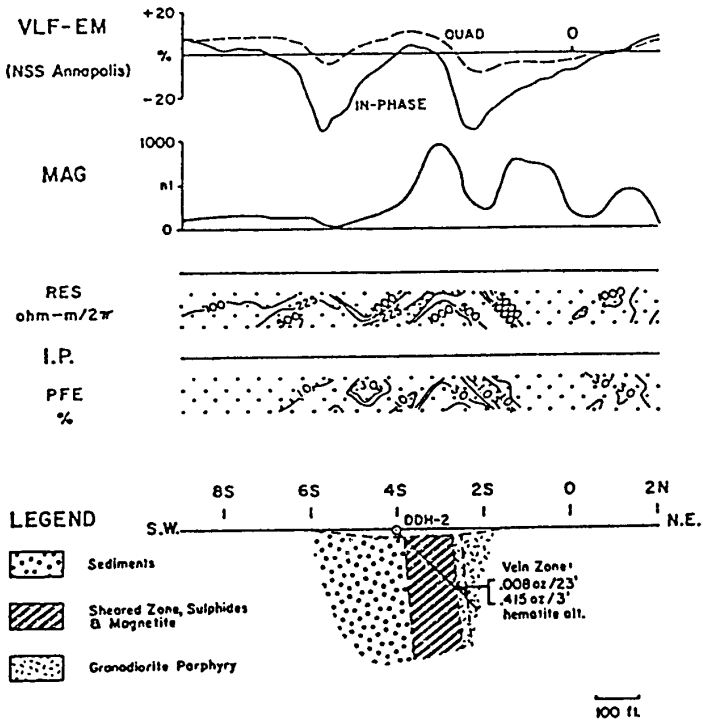
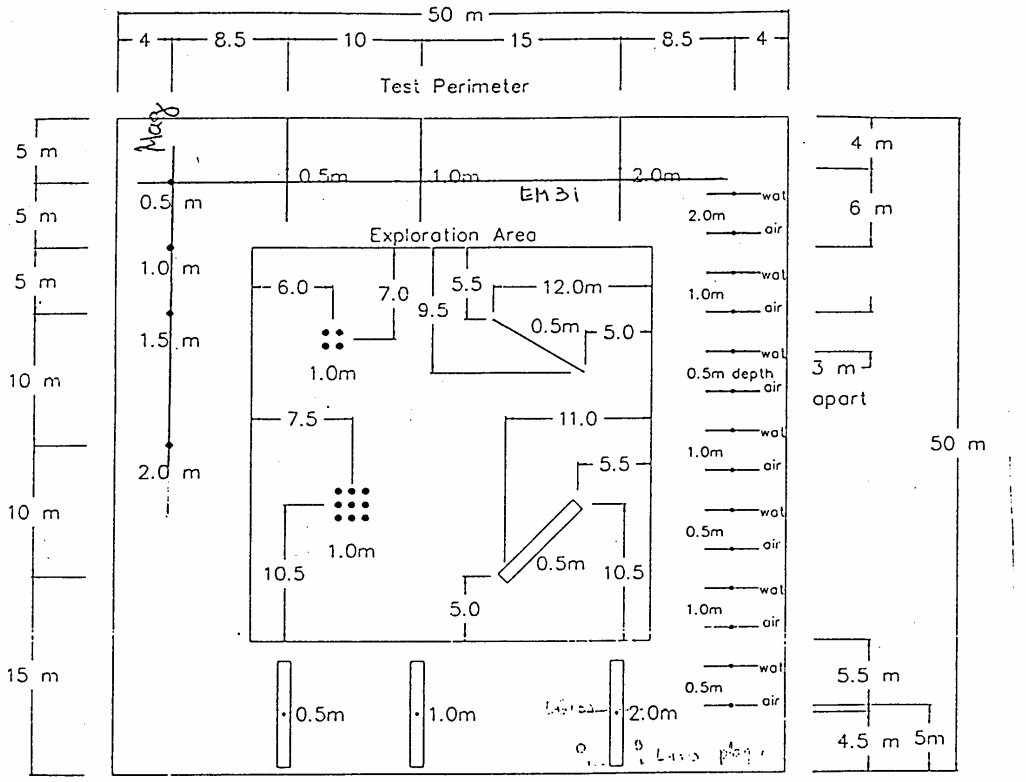


Figure 8.28: I.P. VLF-EM and Magnetometer Profiles Jerome Mine, Osway Twp., Ont



COLUMBIA GOLF COURSE TEST SITE

vertical barrel .6 by .9m •

pipeline 4" by 8m ——

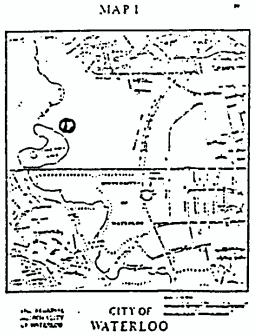
sheet metal 1 by 8 m ▭

target markers with depth •

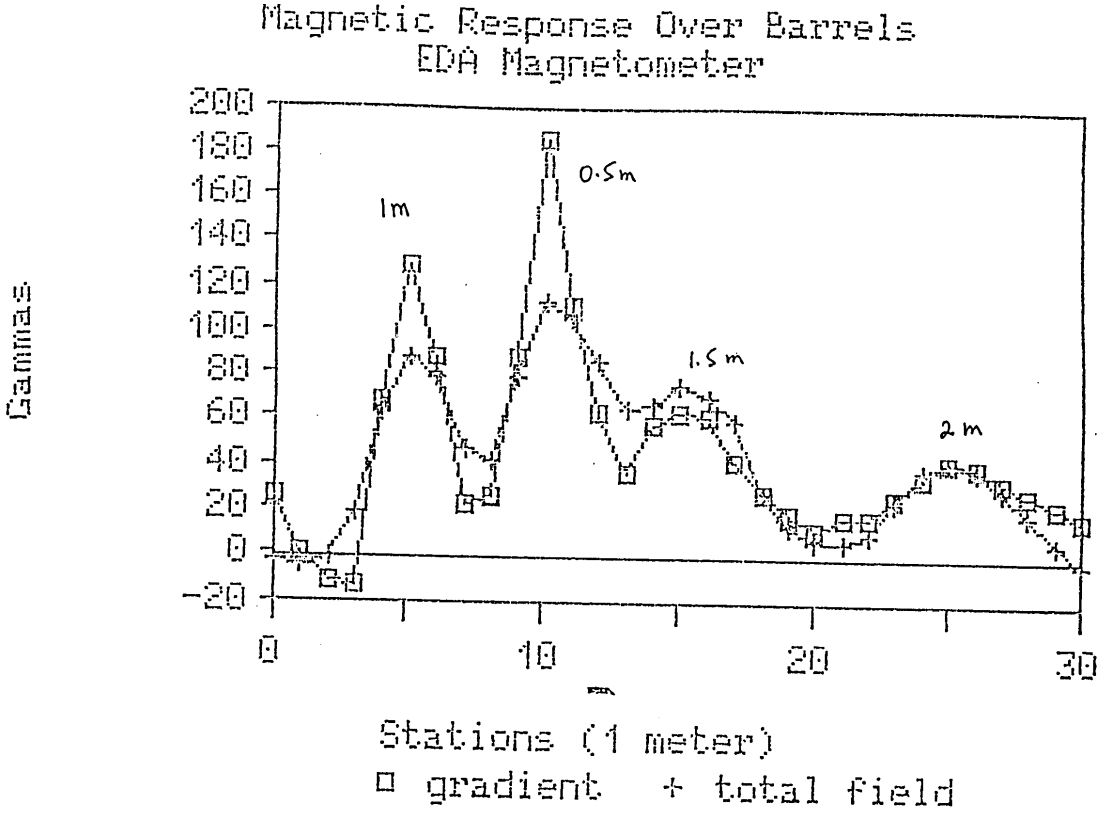
plastic pipe 1" by 4m ——

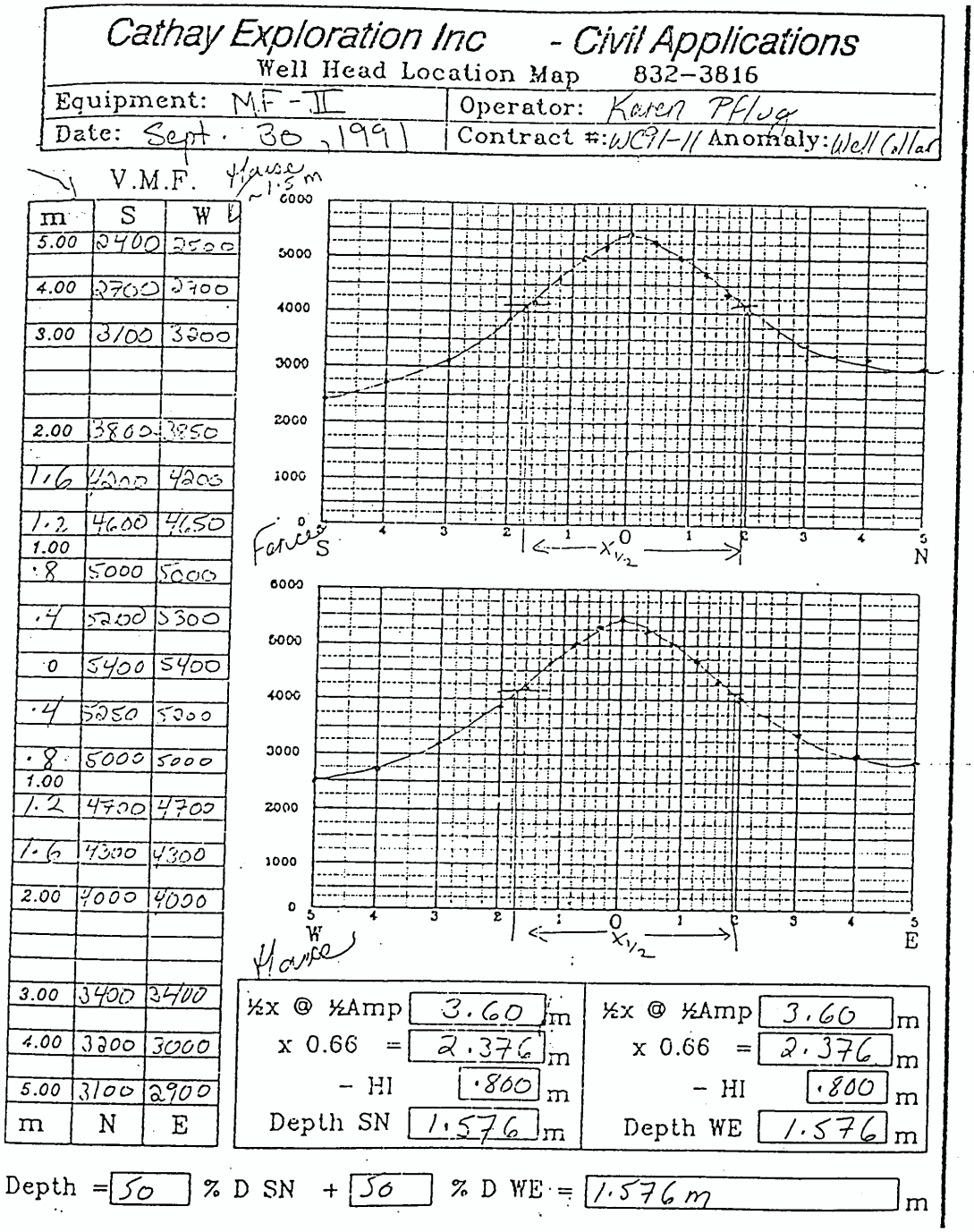
plastic pipe 3" by 4m ——

plastic pipe 6" by 4m ——



GEOPHYSICS IN GLACIAL TERRAINS Day 4 Session 4 Page 2


Magnetic Response Over Barrels
EDA Magnetometer
Gammas
200
180
160
140
120
100
80
60
40
20
0
-20
0
10
20
30
1m
0.5m
1.5m
2m
Stations (1 meter)
gradient + total field



Cathay Exploration Inc - Civil Applications

Well Head Location Map 832-3816

Equipment: MF-II | Operator: Karen Pflug

Date: Sept. 30, 1991 | Contract #: WC91-11 Anomaly: Well Collar

V.M.F. House ~1.5m

m	S	W
5.00	2400	2500
4.00	2700	2700
3.00	3100	3200
2.00	3800	3850
1.6	4200	4200
1.2	4600	4650
1.00		
.8	5000	5000
.4	5200	5300
0	5400	5400
.4	5050	5200
.8	5000	5000
1.00		
1.2	4700	4700
1.6	4300	4300
2.00	4000	4000
3.00	3400	3400
4.00	3200	3000
5.00	3100	2900
m	N	E

Fence

House

½x @ ½Amp	3.60	m	½x @ ½Amp	3.60	m
x 0.66 =	2.376	m	x 0.66 =	2.376	m
- HI	.800	m	- HI	.800	m
Depth SN	1.576	m	Depth WE	1.576	m

Depth = 50 % D SN + 50 % D WE = 1.576 m m

4.1.2. Linéament avec intrusion doléritique

Koa

A l'ouest du village de Koa, un alignement de karités matérialise la présence d'un linéament majeur injecté par de la dolérite. Celle-ci constitue le substratum d'un puits proche à sec (fig. 7). L'altération de la dolérite donne naissance à des argiles vertes particulièrement développées sur la bordure nord de l'intrusion, argiles provoquant la chute brutale de la résistivité apparente, de 1200 à 400 ohm.m.

Les forages F1 et F2 ont traversé des grès fracturés aquifères puis une dizaines de mètres d'argiles vertes avant la dolérite saine.

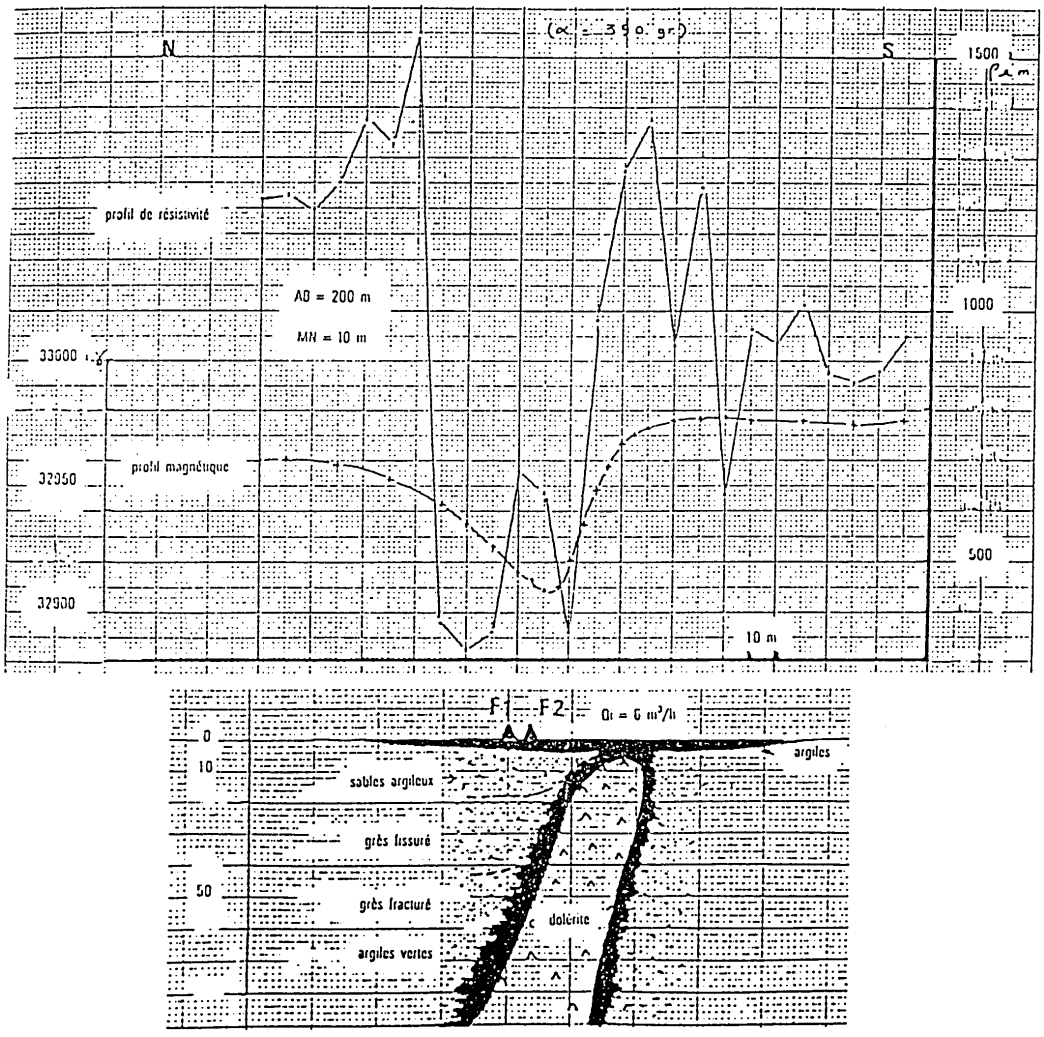


Fig. 7. Profils obtenus en zone de grès fracturés au niveau d'un linéament majeur injecté par de la dolérite (village de Koa). Ce linéament est matérialisé en surface par un alignement de Karités ("arbres à beurre") développé sur des sables argileux.

Chapitre 9

Références

- **Blaricom, R.V.** , [1980]. Practical Geophysics for the Exploration Geologist. NorthwestMining Association, Spokane.
- **Dobrin M.B.** [1988]. Intoduction to geophysical propecting. McGraw-Hill.
- **Grant, F.S. et West, G.F.** [1965]. Interpretation theory in Applied Geophysics. McGraw-Hill.
- **Hinze, W.J.** [1985]. The utility of regional Gravity and Magnetic anomaly maps. Society of Exploration Geophysicists
- **Nettleton, L.L.** [1971] Elementary Gravity and Magnetics for Geologists and Seismologists. Society of Exploration Geophysicists, Monograph Series 1.
- **Parasnis, D.S.** [1962]. Principles of Applied Geophysics. Chapman & Hall.
- **Reynolds, J. M.** [1997]. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. John Wiley & Sons.
- **Telford, W.M., Geldart, L.P. et Sherif, R.E.** [1990]. Applied Geophysics. Cambridge University Press.